



Pro gradu -tutkielma
Meteorologia

ILMAKEHÄN PIENHIUKKASPITOISUUDEN JA SÄTEILYVAIKUTUKSEN
RIIPPUVUUS LÄMPÖTILASTA AMAZONILLA

Kerttu Kouki

6.5.2017

Ohjaajat: Dos. Tero Mielonen, Prof. Heikki Järvinen

Tarkastajat: Prof. Heikki Järvinen, Dos. Jouni Räisänen

HELSINGIN YLIOPISTO
FYSIIKAN LAITOS

PL 64 (Gustaf Hällströmin katu 2)
00014 Helsingin yliopisto

HELSINGIN YLIOPISTO – HELSINGFORS UNIVERSITET – UNIVERSITY OF HELSINKI

Tiedekunta/Osasto – Fakultet/Sektion – Faculty/Section		Laitos – Institution – Department	
Tekijä – Författare – Author			
Työn nimi – Arbetets titel – Title			
Oppiaine – Läroämne – Subject			
Työn laji – Arbetets art – Level		Aika – Datum – Month and year	Sivumäärä – Sidoantal – Number of pages
Tiivistelmä – Referat – Abstract			
Avainsanat – Nyckelord – Keywords			
Säilytyspaikka – Förvaringställe – Where deposited			
Muita tietoja – Övriga uppgifter – Additional information			

Sisällysluettelo

1. Johdanto.....	1
2. Amazonin ilmasto	3
2.1 Vuodenaikaisvaihtelu	5
2.1.1 Etelä-Amerikan monsuuni.....	6
2.2 Vuosienvälinen vaihtelu	8
2.3 IPCC:n projektiot	10
2.4 Ilmaston vaikutus biogeokemialliseen kiertoon	11
3. Aerosolit ja hivenkaasut	12
3.1 Aerosolien vaikutus ilmastoon.....	13
3.2. Aerosolit Amazonilla.....	15
3.3 Hivenkaasut	16
3.3.1 Hiilimonoksidi (CO)	17
3.3.2 Typpidioksidi (NO ₂)	17
3.3.3 Formaldehydi (HCHO).....	18
4. Tutkimusaineisto ja tilastolliset menetelmät.....	19
4.1 AATSR.....	19
4.2 OMI	21
4.3 AIRS	22
4.4 Muu aineisto	22
4.5 Tilastolliset menetelmät.....	23
5. Tulokset.....	25
5.1 Palokausi.....	31
5.2 Sadekausi	40
7. Yhteenveto	45
Kiitokset	47
Kirjallisuusluettelo.....	48

1. Johdanto

Ilmakehä ja maapallon ekosysteemit ovat jatkuvasti vuorovaikutuksessa keskenään, ja ne vaikuttavat toisiinsa fysikaalisten, kemiallisten ja biologisten prosessien kautta (Pielke ym., 1998). Näiden prosessien seurauksena niiden välillä vaihtuu jatkuvasti muun muassa energiaa, kaasuja ja aerosoleja (Pielke ym., 1998). Ilmasto määrittelee pitkälti erilaisten ekosysteemien jakautumisen maapallolla, ja erityisesti lämpötila ja sademäärä ovat merkittäviä tekijöitä. Toisaalta myös maanpinnalla vallitsevat olosuhteet vaikuttavat ilmastoon: albedo eli maanpinnan heijastuskyky, pinnalta ilmakehään kulkeutuvat aerosolit sekä esimerkiksi kasvillisuudesta ilmakehään vapautuvat kaasut vaikuttavat osaltaan maapallon säteilytasapainoon ja siten myös ilmastoon (Pielke ym., 1998). Sen vuoksi muutokset ekosysteemien dynamiikassa voivatkin vaikuttaa merkittävästi maapallolla vallitsevaan ilmastoon ja osaltaan joko kiihdyttää tai hillitä ilmaston lämpenemistä (Pielke ym., 1998). Onkin tärkeää ymmärtää näiden välistä vuorovaikutusta entistä tarkemmin, jotta voidaan arvioida paremmin ilmastomuutoksen vaikutuksia.

Amazon on maailman suurin sademetsä ja sillä on sen vuoksi suuri vaikutus ilmastoon sekä alueellisesti että maailmanlaajuisesti (Nobre ym., 2009). Voimakkaan auringonlämmityksen seurauksena kokonaishaihdunta on trooppisilla alueilla hyvin voimakasta, jolloin ilmakehään siirtyy suuria määriä latenttia lämpöä (Nobre ym., 2009). Syvä konvektio kuljettaa lämpöä ilmakehän ylempiin kerroksiin, josta se kulkeutuu edelleen korkeammille leveysasteille (Nobre ym., 2009). Sijaintinsa sekä suuren kokonsa vuoksi Amazonin sademetsä on merkittävä energian ja kosteuden lähde ilmakehän yleiselle kiertoliikkeelle (Pielke ym., 1998). Ilmastomuutoksen myötä Amazonilla tapahtuvat muutokset voivatkin siten vaikuttaa ilmastoon myös muualla maapallolla.

Amazonin sademetsä on ainutlaatuinen alue maapallolla, sillä erityisesti sadekaudella ihmisperäisten aerosolien määrä on alueella hyvin vähäinen, ja olosuhteet muistuttavat jossain määrin esiteollisen ajan olosuhteita (Whitehead ym., 2016). Luonnolliset aerosolit aiheuttavat suuremman epävarmuuden ilmastoon kuin antropogeeniset aerosolit, ja sen vuoksi onkin tärkeää ymmärtää

esiteollisen ajan olosuhteita ja ympäristöjä, joissa aerosolit koostuvat pääasiassa luonnollisista aerosoleista (Carslaw ym., 2013). Kun ymmärretään luonnollisia aerosoleja ja niihin vaikuttavia tekijöitä, on mahdollista arvioida paremmin, miten aerosolit vaikuttavat ilmastoon ja miten niiden ominaisuudet tulevat mahdollisesti muuttumaan ilmastonmuutoksen myötä.

Hallitustenvälisen ilmastonmuutospaneelin (IPCC) mukaan suurimmat epävarmuudet ilmastonmuutoksessa liittyvät nimenomaan aerosoleihin (IPCC, 2013). Aerosolien vaikutus ilmastoon on monimutkainen: ne vaikuttavat ilmastoon sekä suorasti sirottamalla ja absorboimalla säteilyä että epäsuorasti vaikuttamalla pilvien ominaisuuksiin. Aerosolipitoisuuden muutokset vaikuttavat muun muassa pilvien määrään sekä niiden heijastuskykyyn ja elinikään (Remer ym., 2009). Muutokset pilvissä puolestaan vaikuttavat muun muassa sademäärään (Lohmann ja Feichter, 2005). Aerosolit yhdessä pilvien kanssa määrittelevät siis, kuinka paljon auringonsäteilyä pääsee ilmakehän läpi maanpinnalle asti ja toisaalta, kuinka paljon säteilyä pääsee takaisin avaruuteen. Tämän takia aerosolit siis vaikuttavat merkittävästi maapallolla vallitseviin ilmasto-oloihin (Hobbs, 1993). Aerosolien aiheuttama viilentävä vaikutus on suurempi kuin lämmittävä vaikutus (Twomey, 1991), joten aerosolien määrän kasvaessa ne aiheuttavat viilentävän säteilypakotteen ja siten hillitsevät ilmaston lämpenemistä.

Sademetsän biosfäärin ja veden kiertokulun välillä on selvä yhteys: kasviperaiset aerosolit toimivat tiivistymisytiminä pilvipisaroille, mikä puolestaan pitää sademetsää yllä (Whitehead ym., 2016). Muutokset aerosolien määrässä saattavat vaikuttaa Amazonin ilmastoon ja mahdollisesti myös koko maapallon ilmasto-oloihin. Erityisesti muutokset kuivan kauden sademäärissä määrittävät tulevaisuudessa, mihin suuntaan Amazonin ilmasto ja siten myös kasvillisuus kehittyy (Malhi ym., 2008).

Kasviperaisten päästöjen lämpötilariippuvuutta on tutkittu Yhdysvaltojen kaakkoisosissa (Mielonen ym., 2016) sekä keski- ja korkeilla leveysasteilla mantereisissa ympäristöissä (Paasonen ym., 2013). Molemmissa tutkimuksissa on huomattu kasviperaisten päästöjen kasvavan lämpötilan noustessa.

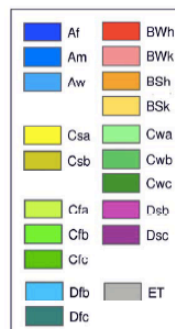
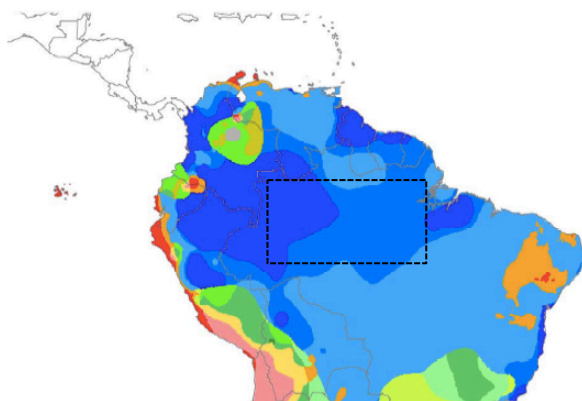
Paasosen ym. (2013) tutkimuksessa aerosolipitoisuuden kasvu oli selvintä puhtaissa ja viileissä ilmastoissa, kun taas lämpimissä ja saastuneemmissa olosuhteissa kasvu ei ollut yhtä selvää.

Tämän tutkimuksen tavoitteena on selvittää satelliittimittausten avulla, miten kasviperäisten päästöjen määrä muuttuu Amazonilla ilmaston lämmetessä. Tutkielmani tutkimuskysymys on, kuinka ilmaston lämmetessä kasvavat kasviperäiset päästöt vaikuttavat ilmakehän pienhiukkaspopulaatioon ja paikalliseen ilmastoon Amazonilla. Esittelen aluksi Amazonilla vallitsevan ilmaston tyypillisiä piirteitä ja merkittäviä meteorologisia prosesseja. Seuraavassa luvussa käyn tarkemmin läpi aerosoleja, niiden ominaisuuksia sekä kuvaan tarkemmin Amazonilla esiintyvien aerosolien erityispiirteitä. Sen jälkeen esittelen tässä tutkimuksessa käyttämäni aineiston ja menetelmät sekä tulokset. Lopuksi pohdin tulosten merkitystä ja esitän johtopäätökset.

2. Amazonin ilmasto

Amazonilla vallitsee trooppinen ilmasto, jolle on ominaista, että lämpötila pysyttelee korkealla (yli 18 °C) ympäri vuoden. Sen sijaan sademäärä voi vaihdella jonkin verran vuoden aikana, ja trooppinen ilmasto onkin jaettu Köppenin ilmastoluokittelun mukaan edelleen kolmeen alaluokkaan sademäärän perusteella (Peel ym., 2007). Nämä kolme alaluokkaa ovat sademetsä-, monsuuni- ja savanni-ilmasto.

Sademetsäilmastossa sademäärä on vuoden jokaisena kuukautena yli 60 mm, kun taas monsuuni- ja savanni-ilmastossa kuivimpina kuukausina sademäärä jää tuon rajan alle (Peel ym., 2007). Monsuuni- ja savanni-ilmasto



Kuva 1. Köppenin ilmastoluokittelu Etelä-Amerikan pohjoisosassa. Af = sademetsäilmasto, Am = monsuuni-ilmasto ja Aw = savanni-ilmasto (Peel ym., 2007). Kuvaan on merkitty katkoviivalla tutkittava alue.

erotetaan toisistaan kuivimman kuukauden sademäärän perusteella siten, että monsuuni-ilmastossa kuivimman kuukauden sademäärä on suurempi kuin savanni-ilmastossa. Kuvassa 1 on esitetty, miten eri ilmastoluokat jakautuvat Etelä-Amerikan mantereen pohjoisosassa. Kuvaan on merkitty katkoviivalla tässä tutkimuksessa käytetty alue. Amazonin alueella esiintyy pääasiassa sademetsä- ja monsuuni-ilmastoa. Sateisinta on alueen länsiosassa sekä mantereen koillisrannikolla, missä vallitsee sademetsäilmasto. Idässä ja etelässä sademäärä on vähäisempi ja vaihtelee vuoden aikana enemmän, joten siellä vallitsee monsuuni-ilmasto.

Amazonin sademetsällä on suuri vaikutus ilmastoon sekä alueellisesti että maailmanlaajuisesti. Alueelle saapuvan auringonsäteilyn määrä on suuri, minkä seurauksena myös kokonaishaihdunta on alueella hyvin voimakasta ympäri vuoden (Nobre ym., 2009). Haihdunnan seurauksena ilmakehään pääsee valtava määrä latenttia lämpöä, joka tasapainottaa pinnan säteilylämmitystä. Voimakas syvä konvektio kuljettaa lämpöä ilmakehän ylempiin kerroksiin, josta se kulkeutuu edelleen korkeammille leveysasteille viilentäen Amazonin aluetta (Nobre ym., 2009). Amazonin kosteus on pääosin peräisin Atlantin valtamerestä. Kosteus kulkeutuu alueelle koillisvirtauksen mukana, joka vallitsee alueella lähes ympäri vuoden (Garreaud ym., 2008).

Syvä konvektio on Amazonilla vallitsevan ilmaston merkittävin piirre. Sitä säätelevät pääasiassa suuren mittakaavan ilmakehän kiertoliikkeet, kuten Hadley- ja Walker-kiertoliike, Pasaatituulten kohtaamisvyöhyke (ITCZ, engl. intertropical convergence zone) sekä ilmakehän aallot. Konvektion syntymiseen vaikuttavat lisäksi jonkin verran erilaiset meteorologiset prosessit, kuten keskileveysasteiden kylmät rintamat, jotka voivat tunkeutua ajoittain trooppiselle alueelle (Nobre ym., 2009). Alueelliset erot sademäärässä ovat voimakkaasti riippuvaisia maanpinnan vesi- ja energiataloudesta, joihin vaikuttavat erityisesti auringon lämmityksen vaihtelut. Vaihtelua on havaittavissa sekä vuorokauden aikana että eri vuodenaikojen välillä. Vuorokauden aikana sade on jakautunut niin, että runsaimmin sataa iltapäivän tunteina, kun taas aikaisin aamulla konvektio on heikoimmillaan (Machado ym., 2004).

Kokonaissademäärän perusteella on mahdollista erottaa kaksi aluetta, joilla sataa muita alueita enemmän: toinen sijaitsee sademetsän länsiosassa ja toinen Amazonin suiston alueella itärannikolla (Garreaud ym., 2008). Lännessä korkeat sademäärät johtuvat alailmakehän kostean itätuulen konvergenssista, joka aiheutuu Andien vuoriston mekaanisesta pakotteesta. Toinen maksimi puolestaan johtuu siitä, kun yöaikaan idästä puhaltava pasaatituuli sekä mantereelta puhaltava maatuuli konvergoivat ja kasvattavat siten sademäärää (Liebmann ja Marengo, 2001).

2.1 Vuodenaikaisvaihtelu

Amazonin sademetsä sijaitsee päiväntasaajalla, joten auringonsäteilyn määrä ei juurikaan vaihtelee vuoden aikana, ja sen vuoksi myöskään lämpötilassa ei tapahdu suuria muutoksia (Nobre ym., 2009). Lämpötilan vuorokausivaihtelu onkin usein merkittävämpää kuin vuodenaikaisvaihtelu. Keskilämpötila vaihtelee Amazonilla 24 ja 26 asteen välillä ja vaihtelun suuruus on 1-2 astetta. Amazonin eteläosassa vaihtelu on hieman suurempaa, noin 3-4 astetta. Tällä alueella auringonsäteilyn määrä vaihtelee vuoden aikana hieman enemmän ja lisäksi keskileveysasteiden kylmät rintamat voivat ajoittain edetä alueelle (Nobre ym., 2009). Ilmakehän ylärajalle saapuvan auringonsäteilyn maksimiarvo saavutetaan joulutammikuussa ja minimiarvo puolestaan kesäheinäkuussa. Maanpinnalle saapuvan säteilyn maksimiarvo puolestaan saavutetaan syys-lokakuussa ja minimiarvo jouluhelmikuussa. Tämä vaihtelu selittyy konvektioon liittyvällä pilvisyydellä, joka on runsaimmillaan nimenomaan eteläisen pallonpuoliskon kesäkuukausien aikana (Nobre ym., 2009).

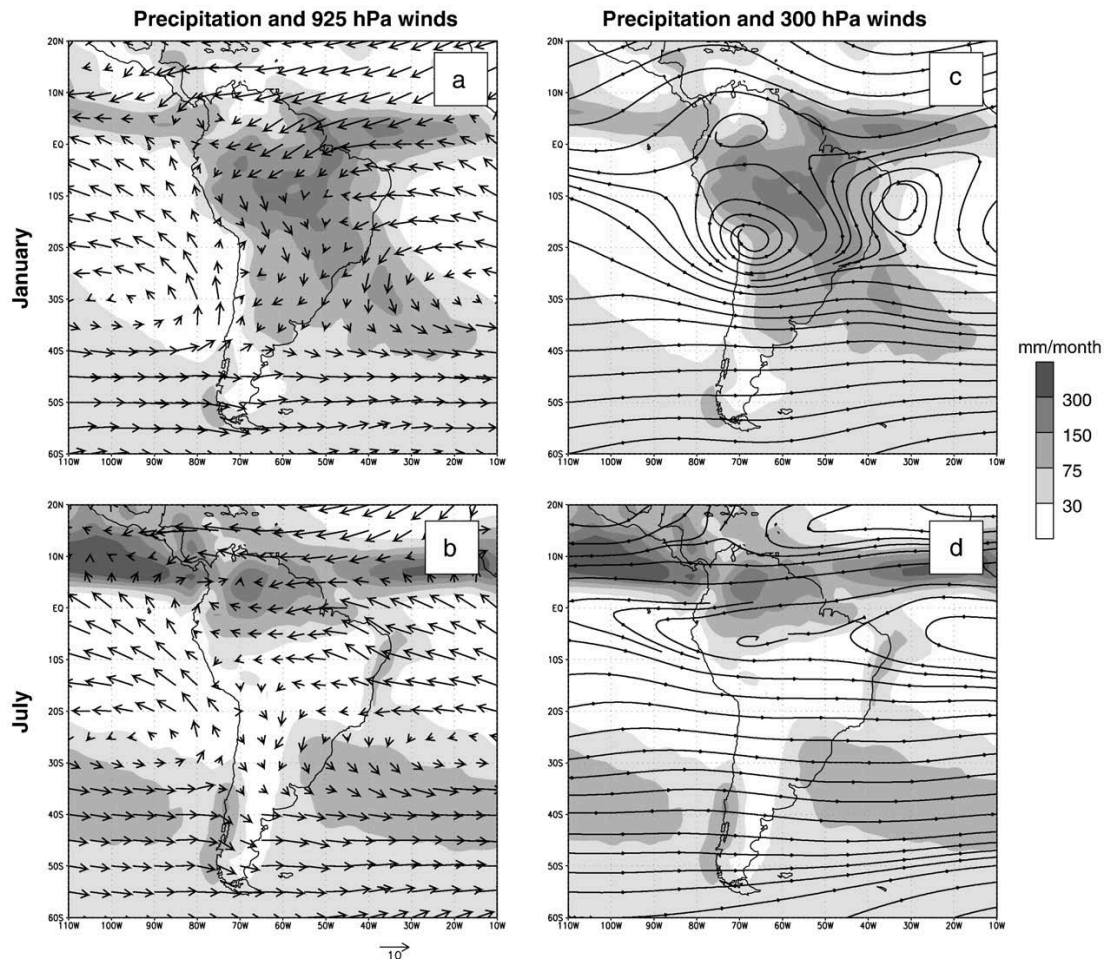
Lämpötilan perusteella Amazonilla ei siis ole erotettavissa eri vuodenaikoja. Sademäärä kuitenkin vaihtelee vuoden aikana siten, että vuodesta on mahdollista erottaa kuiva kausi sekä sadekausi (Garreaud ym., 2008). Kuiva kausi kestää hieman alueesta riippuen kesäkuusta marraskuuhun, ja sadekausi vastaavasti joulukuusta toukokuuhun (Nobre ym., 2009). Lämpötilan maksimiarvo saavutetaan suuressa osassa Amazonia juuri ennen sadekauden alkua. Sademäärän suurimmat vaihtelut havaitaan eteläisellä Amazonilla, kun

taas pohjoisosissa sadetta saadaan melko tasaisesti ympäri vuoden (Garreaud ym., 2008). Tämä sademäärän vaihtelu muistuttaa erityisesti Aasiassa voimakkaana esiintyvää monsuunia, ja ilmiötä kutsutaankin usein Etelä-Amerikan monsuuniksi, vaikka se ei täytäkään monsuuni-ilmaston klassisia kriteereitä (Garreaud ym., 2008).

2.1.1 Etelä-Amerikan monsuuni

Kuvissa 2a ja 2b on esitetty sademäärä sekä alailmakehän virtauksen tuulinuolet tammi- ja heinäkuussa, ja kuvissa 2c ja 2d on esitetty sateen lisäksi painepinnalla 300 hPa vallitseva virtauskenttä (Garreaud ym., 2008). Kuvan 2c mukaisesti tammikuussa, eli sadekauden aikana, yläilmakehän kiertoliikkeen selvimmin erottuva piirre on Bolivian kohdalle muodostuva yläilmakehän korkeapaine. Korkeapaine muodostuu, kun latenttia lämpöä vapautuu vesihöyryn tiivistyessä vedeksi niillä alueilla, joilla sataa paljon. Korkeapaineen itäpuolelle Brasilian rannikon tuntumaan syntyy puolestaan matalapaineen yläsola, joka liittyy alueella vallitsevaan laskuliikkeeseen. Tällä alueella sateet jäävät keskimääräistä vähäisemmiksi.

Erityisesti eteläisen pallonpuoliskon kesäkuukausien aikana auringonsäteily lämmittää voimakkaasti Etelä-Amazonia, minkä seurauksena itä-länsisuuntainen lämpötilagradientti kasvaa ja yläilmakehän pohjois-eteläsuuntainen virtaus voimistuu rannikon tuntumassa. Alailmakehän itäinen virtaus voimistuu ja puhalttaa Atlantilta kohti Andien vuoristoa. Saavuttaessaan Andit virtaus kääntyy kohti etelää, jolloin Andien itäpuolelle syntyy voimakas rajakerroksen suihkuvirtaus. Suihkuvirtaus kuljettaa suuria määriä kosteutta kohti etelää (Garreaud ym., 2008). Talvikuukausien aikana yläilmakehän virtaus on lännestä, kun taas alailmakehän virtauksessa ei tapahdu merkittäviä muutoksia. Tropiikissa yläilmakehän virtauskenttä on melko heikko, kun taas subtrooppiselle alueelle syntyy voimakas suihkuvirtaus (Garreaud ym., 2008).



Kuva 2. Vasemmallä sademäärän kuukausikeskiarvo varjostettuna (asteikko oikealla) sekä painepinnan 925 hPa tuulinuolet tammikuulle (a) ja heinäkuulle (b). Oikealla sademäärä varjostettuna sekä virtaviivat painepinnalla 300 hPa tammikuulle (c) ja heinäkuulle (d) (Garreaud ym., 2008).

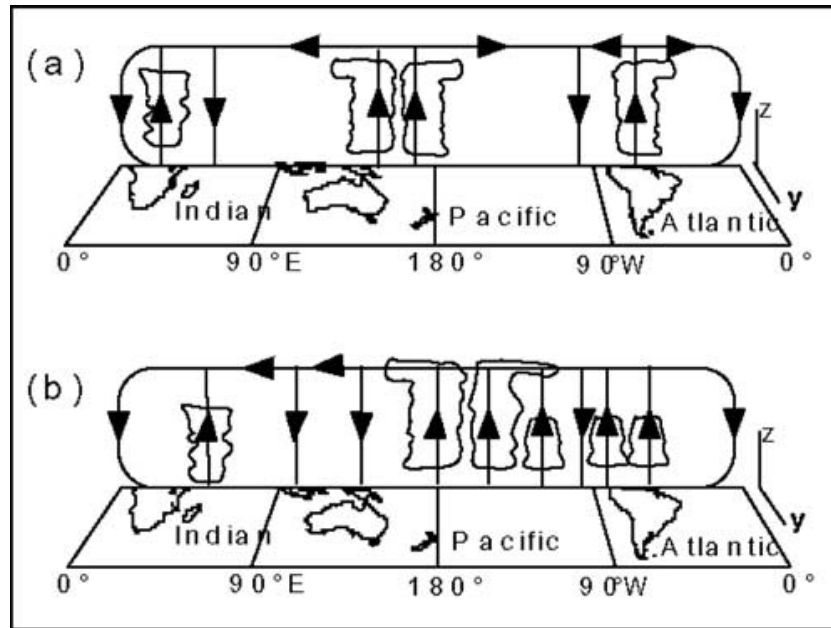
Nämä piirteet sekä ylä- että alailmakehän kiertoliikkeessä trooppisen Etelä-Amerikan yllä ovat tyypillisiä monsuuniin liittyviä piirteitä. Kuten kuvista 2a ja 2b nähdään, Etelä-Amerikassa ei havaita monsuunille tyypillistä rajakerroksen virtauksen kääntymistä länsivirtaukseksi, koska Andit estävät sen (Garreaud ym., 2008). Pohjois-eteläsuuntainen virtaus kuitenkin kääntyy pohjoisesta etelään kesästä talveen mentäessä, mikä on tyypillistä monsuunille. Tämä puolestaan vaikuttaa merkittävästi kosteusvuohon sekä sateen alueelliseen jakautumiseen. Monsuunille tyypilliseen tapaan kesäkuukausien aikaan on havaittavissa myös selkeä vertikaalikiertoliike, jonka nouseva haara on mantereiden sisäosissa ja laskeva haara puolestaan Atlantilla (Nobre ym., 2009).

Kuiva kausi vaihtuu sadekauteen hyvin nopeasti, vain noin kuukauden aikana. Sadekauden vaihtuminen kuivaan kauteen kestää hieman kauemmin. Lokakuun lopussa alue, jolla konvektiota esiintyy, liikkuu nopeasti kohti etelää. Tämän seurauksena rankkasateet leviävät eteläiselle Amazonille ja sieltä aina Pohjois-Argentiinaan asti ulottuvalle alueelle (Garreaud ym., 2008). Eteläisen pallonpuoliskon syyskuukausien aikana sateet vähenevät jälleen asteittain etelästä alkaen ja sateen maksimi-arvot liikkuvat Etelä-Amerikan pohjoisosiin (Garreaud ym., 2008). Meriveden pintalämpötilalla on jonkin verran vaikutusta sadekauden alun ajoitukseen etenkin sademetsän keskiosissa sekä Amazonin suiston alueella. Sadekauden alkuun vaikuttaa myös maaperän kosteus: jos on erityisen kuivaa, sadekauden alku viivästyy (Nobre ym., 2009).

2.2 Vuosienvälinen vaihtelu

Lämpötilan muutokset vuosien välillä ovat varsin pieniä. Sademäärä sen sijaan voi vaihdella hieman enemmän, ja tällä vaihtelulla voi puolestaan olla vaikutusta muihin muuttujiin (Garreaud ym., 2008). Sateen intensiteetti ei juurikaan vaikuta vuosienväliseen vaihteluun, vaan huomattava osuus sademäärän vaihtelusta liittyy sadekauden alkamis- ja loppumisajankohdan vaihteluihin, jotka puolestaan usein liittyvät meriveden lämpötilan vaihteluihin Atlantilla ja Tyynellämerellä (Liebmann ja Mechoso, 2011, 142). Atlantin lämpötilan vaihtelut vaikuttavat erityisesti kuivan kauden sademääriin, kun taas Tyynimeri vaikuttaa erityisesti sadekauden sademääriin (Yoon ja Zeng, 2010).

Vesihöyryä kulkeutuu Atlantilta mantereelle keskimääräistä enemmän silloin, kun sademäärä on Amazonilla keskimääräistä suurempi (Liebmann ja Marengo, 2001). Atlantilla tapahtuvien lämpötilan muutosten vuoksi pohjois-eteläsuuntainen kiertoliike muuttuu, mikä vaikuttaa Amazonin sademääriin. Toisaalta myös ITCZ:n sijainti muuttuu lämpötilan muutosten seurauksena, mikä myös osaltaan vaikuttaa sademäärään (Yoon ja Zeng, 2010). Tavanomaista lämpimämpi Pohjois-Atlantti aiheuttaa laskevaa liikettä Amazonin alueella, minkä seurauksena sademäärät jäävät tavanomaista vähäisemmiksi. Pohjois-Atlantti vaikuttaa sademääriin erityisesti Amazonin eteläosissa kuivan kauden



Kuva 3. Walker-kiertoliike La Niñan aikana (a) sekä El Niñon aikana (b) (Foley ym., 2002).

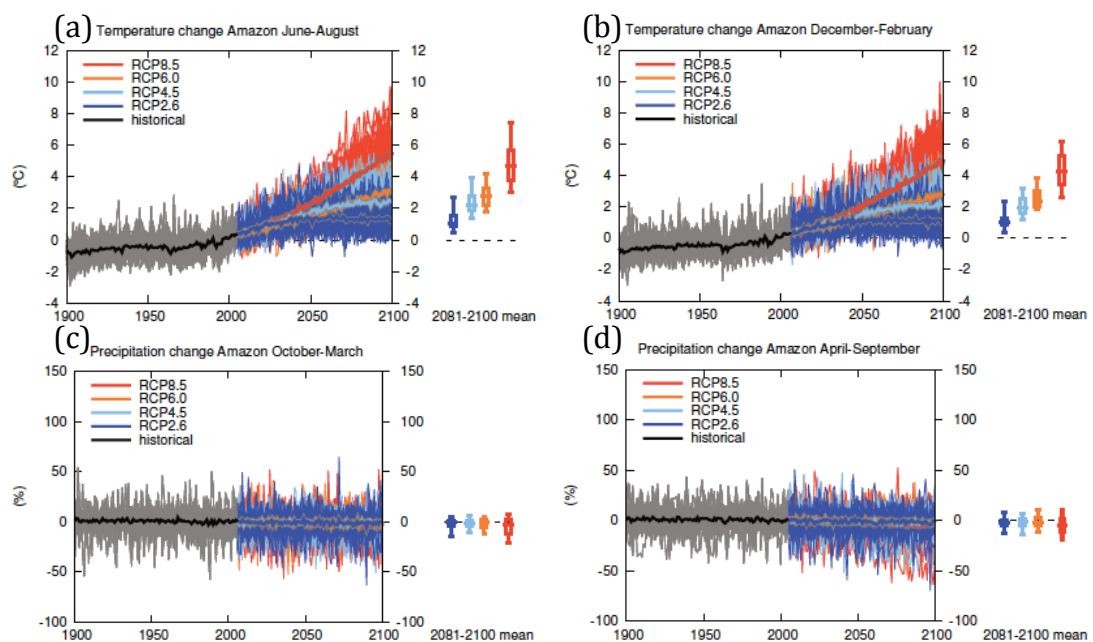
aikana (Yoon ja Zeng, 2010). Etelä-Atlantin pohjoisosilla on hieman pienempi vaikutus ja myös alueellinen jakautuminen on erilainen: Etelä-Atlantti vaikuttaa sademääriin erityisesti Brazilian rannikolla sadekauden vaihtuessa kuivaan kauteen siten, että lämmin merivesi kasvattaa sademäärää koillisrannikolla ja pienentää sademäärää kaakkoisrannikolla (Yoon ja Zeng, 2010).

Tyynellämerellä meriveden lämpötilanmuutokset liittyvät zonaalisen Walker-kiertoliikkeen häiriöihin. El Niño Southern Oscillation nimellä (ENSO) tunnettu ilmiö on yksi eniten tropiikin ilmastoon vaikuttavista tekijöistä (Foley ym., 2002). ENSO:n kylmän vaiheen aikana, joka tunnetaan nimellä La Niña, Amazonin alueella sataa tavanomaista enemmän. Kuvasta 3a nähdään, että silloin konvektio Etelä-Amerikan yllä on hyvin voimakasta. Kuvassa 3b on esitetty Walker-kiertoliike ENSO:n lämpimän vaiheen eli El Niñon aikana. Konvektio on hyvin voimakasta Tyynenmeren keskiosissa, kun taas Etelä-Amerikan yllä konvektio on tavanomaista heikompa, jolloin myös sateet jäävät keskimääräistä vähäisemmiksi. Tyynenmeren lämpötilan muutokset vaikuttavat erityisesti Amazonin pohjoisosiin (Foley ym., 2002). El Niñon aikana sademäärä pohjoisosissa on vähäisempi ympäri vuoden, ja sadekauden ja kuivan kauden alku ja loppu siirtyvät kuukauden aikaisemmaksi. La Niñan aikana sademäärä

kasvaa vastaavasti ympäri vuoden alueen pohjoisosissa, mutta kasvu on suurinta sadekauden alkupuolella. Eteläosissa sekä El Niñon että La Niñan aikana sademäärä määrä vähenee hieman sadekauden aikana (Foley ym., 2002).

2.3 IPCC:n projektiot

Kuvassa 4 on esitetty sademäärän ja lämpötilan tähänastinen sekä ennustettu muutos koko Amazonin alueella eri kasvihuonekaasujen pitoisuuksien mahdollisilla kehityskuluilla (RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 ja RCP8.5) eri vuodenaikoina. Numeroarvo viittaa kasvihuonekaasupäästöjen aiheuttamaan säteilypakotteeseen (Wm^{-2}) tämän vuosisadan lopussa. 1900-luvun aikana lämpötila on noussut hieman sekä kuivalla kaudella että sadekaudella. Sademäärässä ei sen sijaan ole havaittavissa selkeää tai jatkuvaa yhdensuuntaista muutosta, vaan vaihtelut liittyvät usein ENSO-ilmiöön. Toisaalta kuitenkin rankkasateiden lukumäärä on kasvanut Amazonilla, ja sadekausi alkaa aikaisemmin ja loppuu myöhemmin kuin 30 vuotta sitten (IPCC,



Kuva 4. Ylhäällä lämpötilan tähänastinen (historical) ja ennustettu muutos eri skenaarioiden mukaan (a) kesä-elokuussa ja (b) jouluihelmikuussa. Alhaalla sademäärän havaittu ja ennustettu muutos eri skenaarioiden mukaan (c) lokakuussa ja (d) huhti-syyskuussa. Skenaarioiden (RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 ja RCP8.5) numeroarvo viittaa kasvihuonekaasujen ja niihin johtavien päästöjen tuottamaan säteilypakotteeseen (W/m^2) tämän vuosisadan lopussa (IPCC, 2013).

2013). Tulevaisuudessa RCP2.6-skenaariossa lämpötila nousee vuoteen 2100 mennessä noin kaksi astetta ja RCP8.5-skenaariossa hieman yli viisi astetta. Sademäärän vaihtelut ovat epävarmempia. Koko alueen sademäärässä ei ennusteta tapahtuvan suuria muutoksia seuraavan sadan vuoden aikana, mutta sademäärä arvioidaan kuitenkin muuttuvan Amazonin alueen eri osissa. Kaikissa skenaarioissa sademäärä pienenee itäosissa, kun taas länsiosa muuttuu entistä sateisemmaksi (IPCC, 2013).

2.4 Ilmaston vaikutus biogeokemialliseen kiertoon

Ilmastolla on merkittävä vaikutus maanpinnalla vallitseviin olosuhteisiin. Muun muassa sademäärä, lämpötila ja kasvukauden pituus vaikuttavat alueella esiintyvään kasvillisuuteen ja siten myös kemiallisten aineiden, kuten hiilen ja veden, kiertoon. Muutokset ilmastossa sekä muun muassa maankäytössä voivat vaikuttaa kemiallisten aineiden kiertoon ilmakehän ja biosfäärin välillä (Andreae ym., 2002).

Amazon ja muut trooppiset alueet ovat merkittäviä maailmanlaajuisessa hiilen kiertokulussa (Raich ja Potter, 1995). Hiilen nettovuo trooppisilla alueilla suuntautuu ilmakehästä kohti biosfääriä, ja laajat koskemattomat sademetsät toimivat siten hiilinieluinä (Andreae ym., 2002). Tutkimusten mukaan ENSO kuitenkin vaikuttaa merkittävästi hiilen kiertokulussa esiintyviin vaihteluihin Amazonilla: El Niñon aikana hiilen nettovuo suuntautuu kohti ilmakehää, kun taas La Niñan aikana suunta on päinvastainen ja sademetsä toimii merkittävänä hiilinieluna. Vuon suuntaan vaikuttaa erityisesti muutokset sademäärässä (Potter ym., 2004).

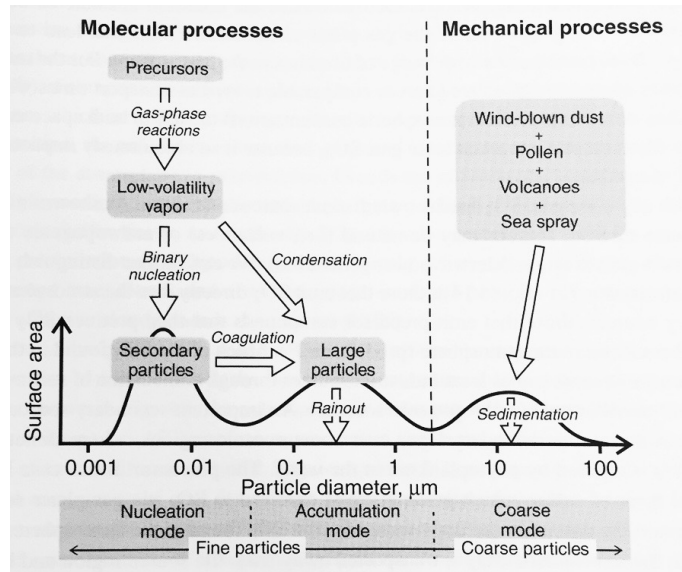
Veden kiertokulkua säätelee alueella vallitseva ilmasto. Sademäärä on luonnollisesti suurinta sadekauden aikaan ja laskee merkittävästi kuivan kauden aikana. Kuukausittainen sademäärä vaihtelee noin 50 mm ja 300 mm välillä (Malhi ym., 2002). Sadekaudella sataneesta vedestä 75-85 % haihtuu, kun taas kuivalla kaudella vastaava luku laskee alle 50 prosenttiin. Koko vuoden aikana keskimäärin 54 % sademäärästä haihtuu ilmakehään (Malhi ym., 2002). Metsien tuhoutuminen on suuri uhka Amazonilla ja voi vaikuttaa merkittävästi muun muassa kasvillisuuteen, maaperän ominaisuuksiin sekä albedoon. Näillä

puolestaan on vaikutuksia veden kiertokulkuun maanpinnan ja ilmakehän välillä (Pielke ym., 1998). Veden kiertokulun muuttuessa on mahdollista, että lämpötila ja sademäärä sekä siten myös kokonaishaihdunnan määrä muuttuvat (Pielke ym., 1998).

3. Aerosolit ja hivenkaasut

Aerosolit koostuvat pienistä kiinteistä ja nestemäisistä hiukkasista, joita kutsutaan aerosoli- tai pienhiukkasiksi, sekä välittäjäaineena toimivasta kaasusta (Lamb ja Verlinde, 2011, 40). Hiukkasten koko voi vaihdella muutaman nanometrin ja noin sadan mikrometrin välillä (Twomey, 1978, 4). Hiukkasia pääsee ilmakehään sekä luonnollisista lähteistä että ihmistoiminnan seurauksena. Luonnollisia pienhiukkasia ovat esimerkiksi merisuola ja tulivuorien tuhka, kun taas ihmisten aiheuttamia eli antropogeenisiä pienhiukkasia ovat muun muassa fossiilisten polttoaineiden palamisessa syntyvät hiukkaset (Lamb ja Verlinde, 2011, 67). Maailmanlaajuisesti suurin osa aerosolien kokonaismassasta koostuu luonnollisista aerosoleista, kuten merisuolasta ja pölystä. Kuitenkin teollistuneilla alueilla, joilla asuu paljon ihmisiä, antropogeeniset aerosolit hallitsevat aerosolien kokonaismäärää (Remer ym., 2009). Vaikka pieniä hiukkasia on lukumäärällisesti paljon enemmän kuin suuria hiukkasia, niiden massa on vain pieni osa suurten hiukkasten massasta. Tämä johtuu hiukkaskokojen suuresta vaihtelusta: suuret hiukkaset ovat läpimitaltaan yli 1000 kertaa isompia kuin pienimmät hiukkaset.

Kuvassa 5 on esitetty aerosoleja tuottavia prosesseja. Prosessit on jaettu kahteen luokkaan: mekaanisissa prosesseissa syntyy primääriaerosoleja, kun taas molekulaariset prosessit tuottavat sekundääriaerosoleja. Primääriaerosolit ovat ilmakehään päästessään nestemäisiä tai kiinteitä hiukkasia, kun taas sekundääriaerosolit ovat aluksi kaasuja, jotka muodostavat vasta ilmakehässä kiinteitä tai nestemäisiä hiukkasia. Sekundääriaerosolit muodostuvat ilmakehään päässeistä kaasuista joko tiivistymällä jo olemassa olevien hiukkasen pinnalle tai muodostamalla uusia hiukkasia nukleaation seurauksena. Hivenkaasut toimivat hiukkasten esiasteina, ja hivenkaasujen määrän ja aerosolipitoisuuden onkin huomattu korreloivan keskenään



Kuva 5. Aerosoleja tuottavat prosessit sekä eri prosesseissa syntyvien hiukkasten tyypillinen pinta-ala sekä halkaisija (Lamb ja Verlinde, 2011, 205).

(Veefkind ym., 2011). Primääriset hiukkaset ovat yleensä melko suurikokoisia ja niiden elinikä ilmakehässä on varsin lyhyt. Sekundääriaerosolit ovat puolestaan usein kooltaan pieniä ja niiden elinikä ilmakehässä riippuu muun muassa niiden kasvunopeudesta (Twomey, 1978, 21). Hiukkaset poistuvat ilmakehästä kuiva- tai märkälasseuman kautta, joista märkälasseuma eli poistuminen sateen mukana on monille hiukkasille merkittävämpi poistumismekanismi (Lamb ja Verlinde, 2011, 67).

3.1 Aerosolien vaikutus ilmastoon

Aerosolit vaikuttavat ilmastoon sekä suorasti että epäsuorasti (Remer ym., 2009). Aerosolien suora vaikutus liittyy niiden kykyyn sirottaa tai absorboida säteilyä. Ne voivat sirottaa tai absorboida sekä ilmakehään saapuvaa auringonsäteilyä, maanpinnalta heijastuvaa auringonsäteilyä että maapallon emittoimaa pitkäaaltosäteilyä (Twomey, 1978, 277). Absorptiolla on troposfäärissä aina lämmittävä vaikutus, kun taas sironta voi joko lämmittää tai viilentää ilmastoa: ilmakehään saapuvan auringonsäteilyn sironta takaisin avaruuteen viilentää ilmastoa, ja maanpinnalta heijastuvan tai maanpinnan emittoiman säteilyn sironta puolestaan lämmittää ilmastoa, kun säteily ei pääse kulkemaan ilmakehän läpi ilmakehän ulkopuolelle (Twomey, 1978, 277). Suurin

osa pienhiukkasista sirottaa auringonsäteilyä, mutta muun muassa mustalla hiilellä on absorboiva vaikutus. Aerosolien aiheuttama viilentävä vaikutus on suurempi kuin lämmittävä vaikutus (IPCC, 2013).

Aerosolien epäsuora vaikutus liittyy pilviin ja siihen, miten aerosolit vaikuttavat pilvien ominaisuuksiin. Pienhiukkaset toimivat vesipisaroiden ja jääkiteiden tiivistymis- ja jäätymisytiminä (Lamb ja Verlinde, 2011, 66), ja aerosolipitoisuuden muutokset vaikuttavat siten pilvien mikrofysikaalisiin ominaisuuksiin ja sitä kautta pilvien määrään, elinikään sekä niiden heijastuskykyyn (Remer ym., 2009). Pilvet puolestaan vaikuttavat ilmastoon kahdella eri tavalla sen mukaan, millä korkeudella ne esiintyvät: alapilvet estävät auringosta tulevaa lyhytaaltosäteilyä pääsemästä maanpinnalle asti, kun taas ohuet yläpilvet estävät maasta lähtevää pitkäaaltosäteilyä karkaamasta avaruuteen. Ensimmäisellä on viilentävä vaikutus ja jälkimmäisellä puolestaan lämmittävä vaikutus, joista viilentävä vaikutus on suurempi (IPCC, 2013).

Aerosolipitoisuuden kasvaessa myös tiivistymisytimien määrä kasvaa. Vesihöyryn määrän pysyessä samana pilvipisaroita muodostuu enemmän, mutta ne ovat kooltaan pienempiä. Pilvipisaroiden koko on kääntäen verrannollinen niiden määrään (Lamb ja Verlinde, 2011, 423). Kun pilvissä on enemmän ja pienempiä pisaroita, niiden lyhytaaltosäteilyn heijastuskyky kasvaa ja suurempi osa ilmakehään saapuvasta auringonsäteilystä heijastuu takaisin avaruuteen (Albrecht, 1989). Toisaalta pienet pilvipisarat eivät helposti sada alas, joten pilvien elinikä pitenee ja niiden määrä myös kasvaa. Sataessaan maahan asti sadepisarat vievät mukanaan tiivistymisytimiä. Jos tiivistymisytimien määrä on suuri, pisaroita sataa vähemmän maahan asti, mikä osaltaan ylläpitää tiivistymisytimien suurta määrää ilmakehässä (Albrecht, 1989). Kun otetaan huomioon sekä suora että epäsuora vaikutus, aerosolipitoisuuden kasvu aiheuttaa kokonaisuudessaan negatiivisen säteilypakotteen eli sillä on ilmastoa viilentävä vaikutus. Aerosolit ovat kuitenkin epätasaisesti jakautuneet maapallolle, joten eri alueilla vaikutus voi olla erilainen (Remer ym., 2009).

3.2. Aerosolit Amazonilla

Amazonilla ihmisperäisten aerosolien määrä on vähäinen, ja olosuhteet vastaavatkin jossain määrin esiteollista aikaa (Whitehead ym., 2016). Merialueita lukuun ottamatta maailmassa on vain harvoja paikkoja, joissa ihmisen toiminta olisi vaikuttanut yhtä vähän ilmakehän koostumukseen. Amazonilla erityisesti sadekaudella antropogeeniset päästöt vaikuttavat hyvin vähän ilmakehän prosesseihin (Whitehead ym., 2016). Silloin suuri osa pilvipisaroiden tiivistymisytiminä toimivista hiukkasista on kasviperäisiä, joten kasviperäiset päästöt voivat siten vaikuttaa säteilytasapainoon ja pilvien elinikään. Kuivalla kaudella puolestaan laaja-alaiset metsäpalot kasvattavat merkittävästi hiukkasten määrää, muuttavat pilvien ominaisuuksia ja pienentävät sademäärää (Whitehead ym., 2016).

Amazonilla esiintyvät pienet hiukkaset koostuvat pääasiassa sekundäärisistä orgaanisista yhdisteistä ja ovat peräisin hapettuneista kasviperäisistä kaasuista (Pöschl ym., 2010). Sekundääristen orgaanisten aerosolien merkittävin lähde trooppisissa sademetsissä on isopreeni, jota laajat sademetsät päästävät runsaasti ilmakehään (Allan ym., 2014; Claeys ym., 2004). Auringonsäteilyn määrä sekä nouseva lämpötila kiihdyttävät isopreenin tuottoa (Rasmussen ja Khalil, 1988). Toisin kuin monilla muilla alueilla, Amazonilla nukleatio tapahtuu rajakerroksen yläpuolella, josta muodostuneet hiukkaset kulkeutuvat alas rajakerrokseen (Pöschl ym., 2010; Whitehead ym., 2016). Saavutettuaan rajakerroksen hiukkaset alkavat kasvaa, kun kasvien emittoimat kaasut tiivistyvät niiden pinnalle. Kun niiden halkaisija on kasvanut yli 100 nanometriin, ne voivat toimia pilvipisaroiden tiivistymisytiminä (Wang ym., 2016).

Suuremmat Amazonilla esiintyvät orgaaniset hiukkaset ovat pääosin primäärejä kasviperäisiä hiukkasia, jotka voivat toimia jääpisaroiden tiivistymisytiminä (Pöschl ym., 2010). Ne koostuvat tuulen kuljettamista hiukkasista, kuten siitepölystä, bakteereista, kasvien osista sekä sieni- ja kasvi-itiöistä. Epäorgaaniset hiukkaset Amazonilla ovat pääasiassa Saharasta tullutta pölyä sekä merisuolaa Atlantilta (Whitehead ym., 2016). Pienhiukkaset poistuvat

Amazonin alueen ilmakehästä kuivalaskeuman kautta kasvillisuuteen, sateen mukana tai kulkeutumalla ilmakehässä muille alueille (Martin ym., 2010).

Kuivan kauden aikana aerosolien ja hivenkaasujen määrä kasvaa metsäpalojen vuoksi moninkertaiseksi verrattuna sadekauteen (Guyon ym., 2003). Hiukkasten lukumäärä voi kasvaa jopa kymmenkertaiseksi. Kuivalla kaudella erityisesti pienten hiukkasten määrä kasvaa erittäin suureksi, mikä voi aiheuttaa näkyvyyden heikkenemisen jopa 100-300 metriin ja aiheuttaa merkittävän paikallisen säteilypakotteen (Artaxo ym., 2002). Hiili on merkittävässä asemassa metsäpalojen seurauksena syntyvissä aerosoleissa ja noin puolet aerosolien massasta koostuu palokaudella hiiltä sisältävistä aerosoleista (Artaxo ym., 2002).

3.3 Hivenkaasut

Aerosolien määrä korreloi eri kaasujen pitoisuuksien kanssa, mikä viittaa siihen, että hiukkaset ja hivenkaasut ovat peräisin samoista lähteistä (Veefkind ym., 2011). Erilaiset lähteet tuottavat erilaisia pienhiukkasia ja kaasuja, joten yhdistämällä havaintoja pienhiukkasista ja hivenkaasuista, voidaan niiden lähteet selvittää luotettavammin. Hivenkaasut myös toimivat hiukkasten esiasteina, ja ne voivat muodostaa uusia hiukkasia tai tiivistyä jo olemassa olevien hiukkasten pinnalle (Veefkind ym., 2011). Hivenkaasujen lähteitä ovat esimerkiksi biomassan poltto, fossiiliset polttoaineet sekä kasvillisuus (Veefkind ym., 2011). Biomassan poltto on Amazonilla merkittävä pienhiukkasten lähde, ja sen seurauksena ilmakehään vapautuu hiilimonoksidia (Galanter ym., 2000) sekä typpidioksidia (Delmas ym., 1997). Trooppisilla alueilla myös salamointi voi olla merkittävä typpidioksidin lähde (Galloway ym., 2004). Formaldehydiä puolestaan voidaan käyttää kasviperäisten hiukkasten tunnistamiseen (Pfister ym., 2008). Seuraavaksi käyn tarkemmin läpi hivenkaasuja, joita voidaan käyttää Amazonilla esiintyvien merkittävien pienhiukkaslähteiden tunnistamiseen.

3.3.1 Hiilimonoksidi (CO)

Hiilimonoksidi (CO) on hiilen ja hapen muodostama, ilmakehässä esiintyvä yhdiste. Hiilimonoksidia syntyy, kun hiiltä sisältävät polttoaineet kuten puu, hiili ja öljy palavat epätäydellisesti. Yli puolet ilmakehässä esiintyvistä hiilimonoksidista on lähtöisin ihmisperäisistä lähteistä, kuten liikenteestä ja fossiilisista polttoaineista (Khalil ja Rasmussen, 1988). Amazonin alueella hiilimonoksidin ensisijainen lähde on biomassan poltto (Galanter ym., 2000). Hiilimonoksidia syntyy myös isopreenin hapettumisen seurauksena ja tämän prosessin osuus CO:n kokonaismäärästä on vuodenaikasta riippuen noin 20 % (Pfister ym., 2008).

Amazonin alueella hiilimonoksidia syntyy pääasiassa biomassan polton seurauksena, joten hiilimonoksidin määrä on korkeimmillaan kuivalla kaudella, jolloin metsäpaloja esiintyy alueella laajalti. Toisaalta myös isopreenin tuotto on silloin kiivainta suuren auringonsäteilyn määrän sekä korkean lämpötilan takia, mikä osaltaan kasvattaa CO:n määrää ilmakehässä (Pfister ym., 2008). Hiilimonoksidi ei suoraan vaikuta maapallon lämpötilaan toisin kuin esimerkiksi hiilidioksidi, mutta sillä on kuitenkin epäsuora lämmittävä vaikutus. Hiilimonoksidi reagoi hydroksyyli-radikaalin kanssa, mikä puolestaan vaikuttaa metaanin ja alailmakehän otsonin määrään (White ym., 1989, 106). Normaalisti hydroksyyli-radikaali tuhoaa metaania ja otsonia, mutta hiilimonoksidin kanssa reagoimisen vuoksi sen määrä vähenee, mikä puolestaan nostaa metaanin ja otsonin pitoisuuksia. Metaani ja otsoni ovat molemmat merkittäviä kasvihuonekaasuja (White ym., 1989, 106). Luonnollisten prosessien kautta hiilimonoksidi muuttuu lopulta hapettumisen myötä hiilidioksidiksi.

3.3.2 Typpidioksidi (NO₂)

Typen oksideihin (NO_x) kuuluu typpioksidi (NO) sekä typpidioksidi (NO₂). Typen oksideja pääsee ilmakehään sekä luonnollisista että antropogeenisistä lähteistä, joista antropogeeniset lähteet muodostavat maailmanlaajuisesti suuremman osan (Delmas ym., 1997). Niiden merkittävimpiä lähteitä ovat fossiiliset polttoaineet ja biomassan poltto, mutta myös salamat ja kasvipäriset lähteet aiheuttavat NO_x-päästöjä. Fossiiliset polttoaineet ovat

merkittävimmissä roolissa erityisesti pohjoisen pallonpuoliskon teollistuneilla alueilla, kun taas trooppisissa NO_x -päästöjä tuottaa eniten biomassan poltto (Delmas ym., 1997). Trooppisilla alueilla myös salamointi voi olla varsin merkittävä NO_x :n lähde, koska siellä salamointi on runsasta. Ilmakehässä typpeä esiintyy pääasiassa kahdesta typpiatomista koostuvina molekyyleinä (N_2), ja atomien välillä on vahva kolmoissidos, minkä vuoksi se ei juurikaan reagoi muiden aineiden kanssa. Salamoinnin yhteydessä kuitenkin vapautuu energiaa, joka rikkoo sidoksen muodostaen siten reaktiivista typpeä (Nr) (Galloway ym., 2004). Muista NO_x :n lähteistä poiketen salamointi kasvattaa typpidioksidin pitoisuutta myös ilmakehän ylemmissä kerroksissa (Galloway ym., 2004). Sadekaudella, jolloin biomassan poltto on vähäisempää, myös maaperä on merkittävä typen oksidien lähde. Latvusto kuitenkin ottaa talteen osan maaperästä vapautuvista typen oksideista, joten vain osa pääsee kasvillisuudesta ylemmäs ilmakehään (Gut ym., 2002). Typen oksideista suurin osa vapautuu typpioksidina, mutta ilmakehässä se reagoi nopeasti muodostaen typpidioksidia. Typen oksidien pitoisuus vaikuttaa merkittävästi otsonin (O_3) tuotantoon ja lisäksi niiden pitoisuudella on merkittävä rooli myös muissa troposfäärin hapettumisreaktioissa (Pike ym., 2010).

3.3.3 Formaldehydi (HCHO)

Formaldehydi (HCHO) on orgaaninen kaasu, joka toimii ilmakehässä sekundääriaerosolien esiasteena. Kasviperäisten päästöjen lisäksi sitä voi päästä ilmakehään esimerkiksi biomassan poltosta, fossiilisista polttoaineista ja maanviljelyksestä (Wolfe ym., 2016). Biomassan polton seurauksena ilmakehään pääsee kuitenkin vain pieni osa formaldehydin kokonaispitoisuudesta ilmakehässä (Holzinger ym., 1999). HCHO on lyhytikäinen ja erittäin reaktiivinen yhdiste (Friedfeld, 2002). Sen elinikä on trooppisilla alueilla vain muutamia tunteja, joten se ei elinikänsä aikana juurikaan ehdi levitä muille alueille (Pfister ym., 2008). Formaldehydiä muodostuu, kun ilmakehään päässeet haihtuvat orgaaniset yhdisteet (VOC, engl. volatile organic compounds) hapettuvat fotokemiallisesti monen vaiheen jälkeen lopulta hiilidioksidiksi ja vedeksi. Formaldehydi on yksi tämän hapettumisketjun aikana muodostuva tuote (Palmer ym., 2007). Formaldehydin

merkittävin esiaste maanpinnan lähellä on isopreeni, joka vastaa noin kolmasosaa kaikista VOC-päästöistä, kun metaani jätetään huomioimatta. Formaldehydiä muodostuu erityisesti silloin kun ilmakehässä on paljon typen oksideja (Wolfe ym., 2016). Isopreenin hapettumisen seurauksena syntynyt formaldehydi muodostaa vuodenajasta riippuen 50-60 % formaldehydin kokonaismäärästä (Pfister ym., 2008).

4. Tutkimusaineisto ja tilastolliset menetelmät

Tutkimus perustuu satelliittien keräämään aineistoon, jotka on esitelty taulukossa 1. Koska tutkimukseni tavoitteena on selvittää aerosolien määrän riippuvuutta lämpötilasta, tutkimuksen tärkein aineisto on aerosolin optinen paksuus (AOD, engl. aerosol optical depth) sekä maanpinnan lämpötila (LST, engl. land surface temperature). AOD on yksikötön suure, joka kuvaa aerosolien aiheuttamaa auringonsäteilyn vaimenemiskerrointa eli sitä, kuinka tehokkaasti säteilyn intensiteetti heikkenee edetessään ilmakehässä. Vaimenemiskertoimeen vaikuttavat aerosolikonsentraatio, aerosolihiukkasten kokojakauma, muoto ja aerosolien kemiallinen koostumus. Kemiallinen koostumus vaikuttaa aineen optiseen tiheyteen, joka puolestaan vaikuttaa siihen, miten valonsäde käyttäytyy osuessaan hiukkaseen. AOD:n ja LST:n lisäksi käytän havaintoja hivenkaasuista (CO, NO₂ ja HCHO), jotka soveltuvat merkittävien pienhiukkaslähteiden tunnistamiseen. Lisäksi käytän täydentävää aineistoa, jolla on mahdollista saada lisätietoa muun muassa metsäpaloista ja salamoinnista. Tutkittava alue kattaa Amazonin sademetsän alueen (7°S–1°N ja 53–69°W) vuosina 2003-2011 (kuva 1). Seuraavissa alaluvuissa käyn tarkemmin läpi tutkimukseni aineistoa.

4.1 AATSR

Advanced Along-Track Scanning Radiometer (AATSR) on Euroopan avaruusjärjestön (ESA) ENVISAT-satelliitissa (Environmental Satellite) mukana ollut instrumentti ja se oli toiminnassa vuosina 2002-2012. AATSR kuvaa jokaisen alueen ensin 55 asteen kulmassa ja 2-3 minuuttia myöhemmin kohtisuoraan alueen yläpuolelta. Se mittaa säteilyä seitsemällä eri

aallonpituudella (0.55 μm , 0.66 μm , 0.87 μm , 1.6 μm , 3.7 μm , 11 μm ja 12 μm) ja sen resoluutio on 1 x 1 km² (Kolmonen ym., 2016).

Taulukko 1. Tutkimuksessa käytetyt satelliittituotteet.

Tuote	Käyttö	Instrumentti	Paikka- ja aikaresoluutio
Aerosolin optinen paksuus (AOD)	Aerosolien määrä (2003-2011)	AATSR	1° x 1°, päivä
Maanpinnan lämpötila (LST)	Lämpötila (2003-2011)	AATSR	0.01° x 0.01°, päivä
Typpidioksidi (NO ₂)	Biomassan poltto, salamät (2005-2011)	OMI	0.25° x 0.25°, päivä
Formaldehydi (HCHO)	Kasvipäiset päästöt (2005-2011)	OMI	0.25° x 0.25°, päivä
Hiilimonoksidi (CO)	Biomassan poltto, kasvipäiset päästöt (2003-2011)	AIRS	1° x 1°, päivä
Metsäpalojen intensiteetti (FRP)	Biomassan poltto (2005-2011)	MODIS	1 km x 1 km, päivä
Salamät	(2005-2011)	LIS	3 km x 3 km, päivä

AATSR on suunniteltu mittaamaan merenpinnan lämpötilaa, mutta edellä kuvattujen ominaisuuksiensa vuoksi se soveltuu myös AOD:n määrittämiseen, ja tätä varten onkin kehitetty useita algoritmeja. Tässä tutkimuksessa on käytetty Ilmatieteen laitoksen kehittämää algoritmia (Kolmonen ym., 2016), joka hyödyntää ilmakehän ylärajalla mitattua säteilyä eri aallonpituuksilla. Aineistona käytettiin päivittäistä Level 3 AOD –dataa, jonka resoluutio on 1° x 1°. Vaikka validointitulosten perusteella algoritmissa onkin vielä parannettavaa, se soveltuu kuitenkin jo sellaisenaan varsin hyvin aerosolipitoisuuksien

määrittämiseen. Algoritmi toimii erityisen hyvin, kun AOD on pieni, kun taas suuremmilla aerosolipitoisuuksilla tulosten epävarmuus kasvaa ja algoritmi aliarvioi hieman AOD:n suuruutta (Kolmonen ym., 2016).

Maanpinnan lämpötila määritettiin puolestaan Level 3 LST -datan avulla, jonka resoluutio on $0,1^\circ \times 0,1^\circ$, ja se muokattiin vastaamaan resoluutioltaan AOD-dataa. LST:n määrittämisessä käytetty algoritmi hyödyntää kahden eri aallonpituuskanavan (11 ja $12 \mu\text{m}$) kirkkauslämpötilan eroa. Algoritmi huomioi muun muassa kasvillisuuden osuuden ja vuorokauden ajan (Prata, 2002). Näiden määrittämisessä esiintyvät epävarmuudet voivat aiheuttaa epävarmuuksia myös LST:n määrittämiseen (Ghent, 2012). LST:n määrittämisessä mahdollisesti esiintyvät epävarmuudet riippuvat sekä vuorokaudenajasta että vuodenajasta, ja virhe voi suurimmillaan olla muutaman asteen (Prata, 2002). Tutkimuksessani olen käyttänyt havaintoja vuosilta 2003-2011, jolloin havaintoja oli saatavilla koko vuoden ajalta.

4.2 OMI

Ozone Monitoring Instrument (OMI) on NASA:n (National Aeronautics and Space Administration) EOS-Aura-satelliitin mukana kulkeva instrumentti, jonka avulla saadaan tietoa ilmakehän kemiallisesta koostumuksesta sekä otsonikerroksen paksuudesta (Levelt ym., 2006). Instrumentti on ollut toiminnassa vuodesta 2004 ja se mittaa otsonin lisäksi hivenkaasuja (NO_2 , SO_2 , HCHO , BrO , CHOCHO ja OCIO), aerosoleja sekä pilviä. OMI:n avulla on mahdollista selvittää myös eri muuttujien pystyjakaumia. OMI mittaa auringonsäteilyn takaisinsirontaa ilmakehästä ja maanpinnalta aallonpituuksilla 270-500 nm ja sen resoluutio on $13 \times 24 \text{ km}^2$ (Levelt ym., 2006).

Tässä tutkimuksessa on käytetty OMNO2d-tuotteesta määritettyjä Level 3 NO_2 -arvoja troposfäärissä. Algoritmi hyödyntää uudenlaista menetelmää erotellakseen troposfäärin ja stratosfäärin osuudet. Troposfäärin NO_2 -pitoisuus määritetään hyödyntämällä ilmamassakertoimia sekä kuukausittaisia klimatologisia NO_2 -profiileja (Bucsela ym., 2013). Arvot on muokattu vastaamaan resoluutioltaan AOD- ja LST-dataa ($1^\circ \times 1^\circ$). Algoritmi on huomionut analyysissa alueet, joilla pilvisyys on alle 30 %. Validointitulosten

perusteella algoritmi toimii varsin hyvin ja se on parantunut selvästi edellisestä versiosta (Bucsela ym., 2013). Virheen suuruus on noin 20 % mitatusta arvosta (Bucsela ym., 2013; Lamsal ym., 2014). Typpidioksidin lisäksi tutkimuksessa on käytetty OMHCHOG-tuotteesta määritettyjä Level 2G Formaldehyde -arvoja, jotka kertovat formaldehydipitoisuuden ilmapylväässä. Validointitulosten perusteella HCHO-pitoisuus sopii hyvin isopreenipäästöjen arvioimiseen, joskin algoritmi voi jonkin verran aliarvioida todellista formaldehydipitoisuutta (Zhu ym., 2016). Tutkimuksessani olen käyttänyt havaintoja vuosien 2005-2011 ajalta, jolloin saatavilla oli havaintoja koko vuoden ajalta.

4.3 AIRS

Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) on Aqua-satelliitin mukana kulkeva instrumentti, jonka tavoitteena on tukea ilmastotutkimusta sekä parantaa sääennusteita. Aura- ja Aqua-satelliitit lentävät samassa muodostelmassa (A Train), joten ne tekevät havaintoja samalta alueelta hyvin lyhyen ajan sisään. AIRS on ollut toiminnassa vuodesta 2002 ja on yksi edistyneimmistä luotausjärjestelmistä avaruudessa. Se mittaa vesihöyryä, pilviä sekä ilmakehässä esiintyviä kaasuja, kuten otsonia, hiilidioksidia, hiilimonoksidia sekä metaania (Aumann ym., 2003). Tässä tutkimuksessa on käytetty AIRS carbon monoxide -tuotetta, jonka resoluutio on $1^\circ \times 1^\circ$. Validointitulosten mukaan algoritmin perusteella määritetty CO hieman yliarvioi todellista CO:n määrää ollen noin 6-10 % todellista arvoa suurempi (McMillan ym., 2011). Tutkimuksessani olen käyttänyt havaintoja vuosien 2003-2011 ajalta.

4.4 Muu aineisto

Metsäpalojen intensiteettiä kuvaava FRP (Fire radiative power) on määritetty MODIS-instrumentin (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) havaintojen avulla. MODIS kulkee NASA:n Aqua- ja Terra-satelliittien mukana ja sen on tarkoitus antaa lisätietoa maalla, valtamerillä sekä alailmakehässä tapahtuvista prosesseista sekä niiden dynamiikasta. FRP:n resoluutio on $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ ja keskihajonta on keskimäärin 7 %, kun tutkittava alue on riittävän laaja (Freeborn ym., 2014).

Salamadatana on käytetty LIS:n (Lightning Imaging Sensor) keräämää aineistoa. LIS on Tropical Rainfall Measuring Mission -satelliitin (TRMM) mukana kulkenut instrumentti, joka on ollut toiminnassa vuodesta 1997 asti. Se on suunniteltu tutkimaan salamoinnin jakautumista ja vaihtelua maapallolla ja se kerää tietoa leveyspiirien 35 väliseltä alueelta. Instrumentti mittaa salamoinnin määrää, tiheyttä sekä säteilyenergiaa ja se havaitsee sekä maa- että pilvisalamat (Christian ym., 2000).

4.5 Tilastolliset menetelmät

Tutkimuksessa käytetyt arvot ovat koko alueen keskiarvoja tietyltä ajanjaksolta. Esimerkiksi yhden kuukauden arvo on kyseisen kuukauden kaikkien havaintojen keskiarvo. Poikkeuksena tästä ovat salamat ja FRP: salamat on salamaniskujen kokonaismäärä koko alueella kuukauden aikana, ja FRP puolestaan on koko alueen havaintojen summa kyseisen kuukauden ajalta. Muuttujien kuukausikeskiarvojen anomaliat laskettiin vähentämällä kyseisen kuukauden keskiarvosta kaikkien samojen kuukausien keskiarvo. Esimerkiksi LST:n tammikuun 2005 anomalia laskettiin vähentämällä tammikuun 2005 LST:n keskiarvosta kaikkien tammikuiden LST:n keskiarvo. Vastaavasti vuosikeskiarvojen anomaliat laskettiin vähentämällä kyseisen vuoden keskiarvosta kaikkien vuosien keskiarvo.

Aineisto jaettiin analyysissa palokauteen (elokuu-marraskuu) ja sadekauteen (tammi-heinäkuu). Erikseen analysoitiin voimakkaiden El Niño -vuosien merkitystä poistamalla näiden vuosien havainnot analyysistä. Kyseisinä vuosina ilmakehän olosuhteet ovat hyvin erilaiset kuin normaaleina vuosina, minkä vuoksi niiden mukana pitäminen voi vaikeuttaa eri muuttujien välisten yhteyksien havaitsemista. El Niño -ilmiö koettiin vuosina 2002-2003, 2004-2005, 2006-2007 ja 2009-2010, ja sen vaikutus on voimakkaimmillaan vuoden loppupuolelta seuraavan vuoden alkupuolelle asti (NOAA, 2017). Esimerkiksi vuosien 2002-2003 El Niño vaikutti Amazonin sääoloihin palokaudella vuonna 2002 ja sadekaudella vuonna 2003. Vuosien 2004-2005 El Niño oli melko heikko, joten sitä ei huomioitu. Lisäksi vuosien 2006-2007 ilmiö oli lyhytaikainen, joten se vaikutti pääosin vain palokaudella vuonna 2006 eikä

juuri lainkaan enää sadekaudella vuonna 2007. Palokauden poikkeavat vuodet olivat siten 2006 ja 2009, ja sadekauden poikkeavat vuodet 2003 ja 2010 (NOAA, 2017). Tulokset esitetään sekä koko aineistolle että aineistolle, josta on poistettu nämä havainnot.

Suoran sovittaminen kahden eri muuttujan välille tehtiin hyödyntämällä Bayesilaista päättelyä. Lineaarisen regressiomallin parametreille määritettiin ehdolliset keskiarvot käyttämällä Markovin ketju Monte Carlo –menetelmää (MCMC, engl. Markov Chain Monte Carlo), joka ottaa huomioon molempien muuttujien epävarmuudet (Gelman ym., 2014). Näin parametreille saatiin luotettavimmat arviot kuin käyttämällä perinteistä pienimmän neliösumman menetelmää (OLS, engl. Ordinary Least Square), joka ei huomioi mittausten epävarmuuksia lainkaan (Pitkänen ym., 2016). Lisäksi käytetty menetelmä mahdollisti luottamusvälien määrittämisen lasketuille muuttujille. Näitä luottamusvälejä hyödynnettiin sovitusten epävarmuuden arvioinnissa.

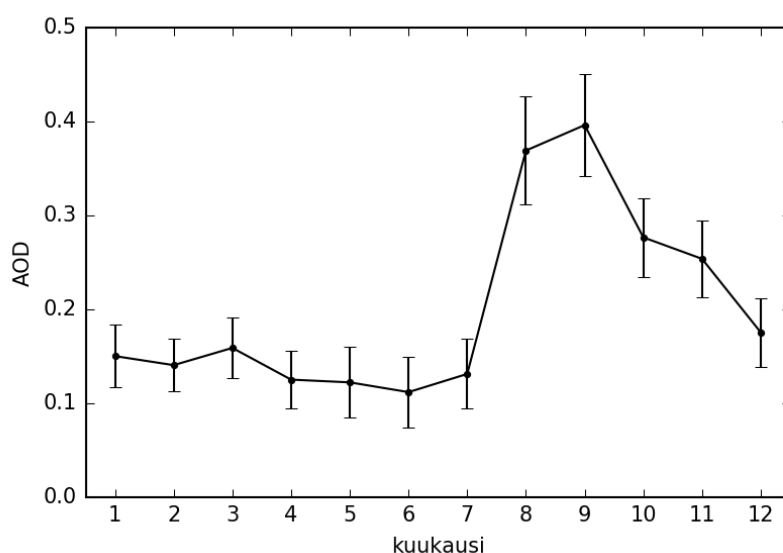
Muuttujien epävarmuuksien määrittäminen on riippuvainen muuttujasta ja saatavilla olevista arvoista. AOD:lle ja CO:lle oli saatavilla jokaiselle mittauspisteelle keskihajonta-arvot, joita hyödynnettiin alueellisen epävarmuuden määrittämiseen. Analyysissa oletettiin, että lähekkäin olevien havaintojen epävarmuudet ovat voimakkaasti korreloituneita, joten alueellisten keskiarvojen epävarmuus voitiin määrittää keskiarvoistamalla kyseisen ajanjakson keskihajonnat. Esimerkiksi jokaisen kuukauden alueellinen epävarmuus määritettiin laskemalla kyseisen kuukauden keskihajontojen keskiarvo. LST:lle puolestaan oli saatavilla epävarmuusarvot jokaiselle mittauspisteelle. Näistä epävarmuuksista laskettiin tarvittavan ajanjakson keskiarvo. Tämä keskiarvo vastaa maksimivirhettä, sillä virheen kasautumislain mukaisesti keskiarvoistettaessa satunnaisvirheet pienenevät, mutta nyt niidenkin oletetaan pysyvän vakiona systemaattisen virheen tapaan. Analyysissa oletettiin, että virhe on normaalijakautunut ja jakauman keskihajonta on puolet keskiarvoistetusta maksimivirheestä, joten keskiarvo jaettiin vielä kahdella, jolloin LST:lle saatiin vastaava epävarmuus kuin AOD:lle ja CO:lle. Muille arvoille ei ollut tarjolla käyttökelpoista epävarmuusarviota, joten epävarmuudet etsittiin kirjallisuudesta. NO₂:lle hajonta oli ± 20 %

mitatusta arvosta (Bucsela ym., 2013; Lamsal ym., 2014), HCHO:lle ± 15 % mitatusta arvosta (Millet ym., 2006), FRP:lle ± 7 % mitatusta arvosta (Freeborn ym., 2014) ja salamoille ± 10 % mitatusta arvosta (Christian ym., 2000). Analyysia varten näiden muuttujien epävarmuudet määritettiin vastaavalla tavalla kuin LST:lle.

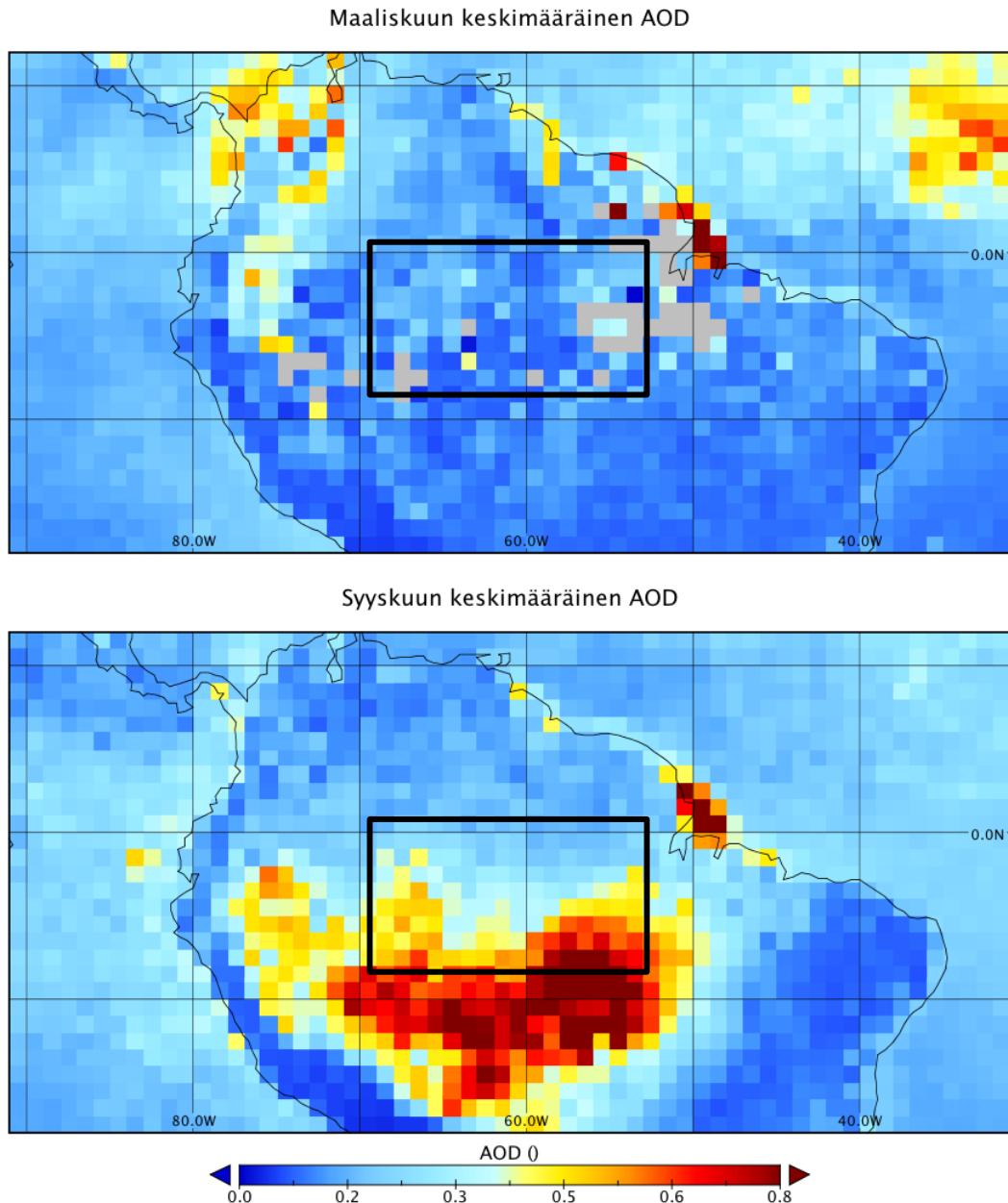
5. Tulokset

AOD vaihtelee vuoden aikana Amazonilla varsin paljon. Kuvassa 6 on esitetty AOD:n kuukausikeskiarvot virherajoineen vuosilta 2005-2011. Kuvasta nähdään, että hiukkasten määrä pysyy melko vähäisenä tammikuusta heinäkuuhun asti ja saavuttaa pienimmän arvonsa kesäkuussa ollen silloin keskimäärin 0,11. Heinäkuun jälkeen AOD alkaa kasvaa, ja kasvu on erityisen jyrkkää heinä- ja elokuun välillä, jolloin AOD kasvaa kuukauden aikana arvosta 0,13 arvoon 0,37. AOD saavuttaa maksimiarvon syyskuussa (0,40), jonka jälkeen se alkaa taas pienentyä.

Palokauden aikana pienhiukkasten määrä vaihtelee suuresti Amazonin eri osissa. Kuvassa 7 on esitetty AOD:n alueellinen jakautuminen maaliskuussa (a) ja syyskuussa (b). Maaliskuussa keskellä sadekautta AOD on yksittäisiä pisteitä

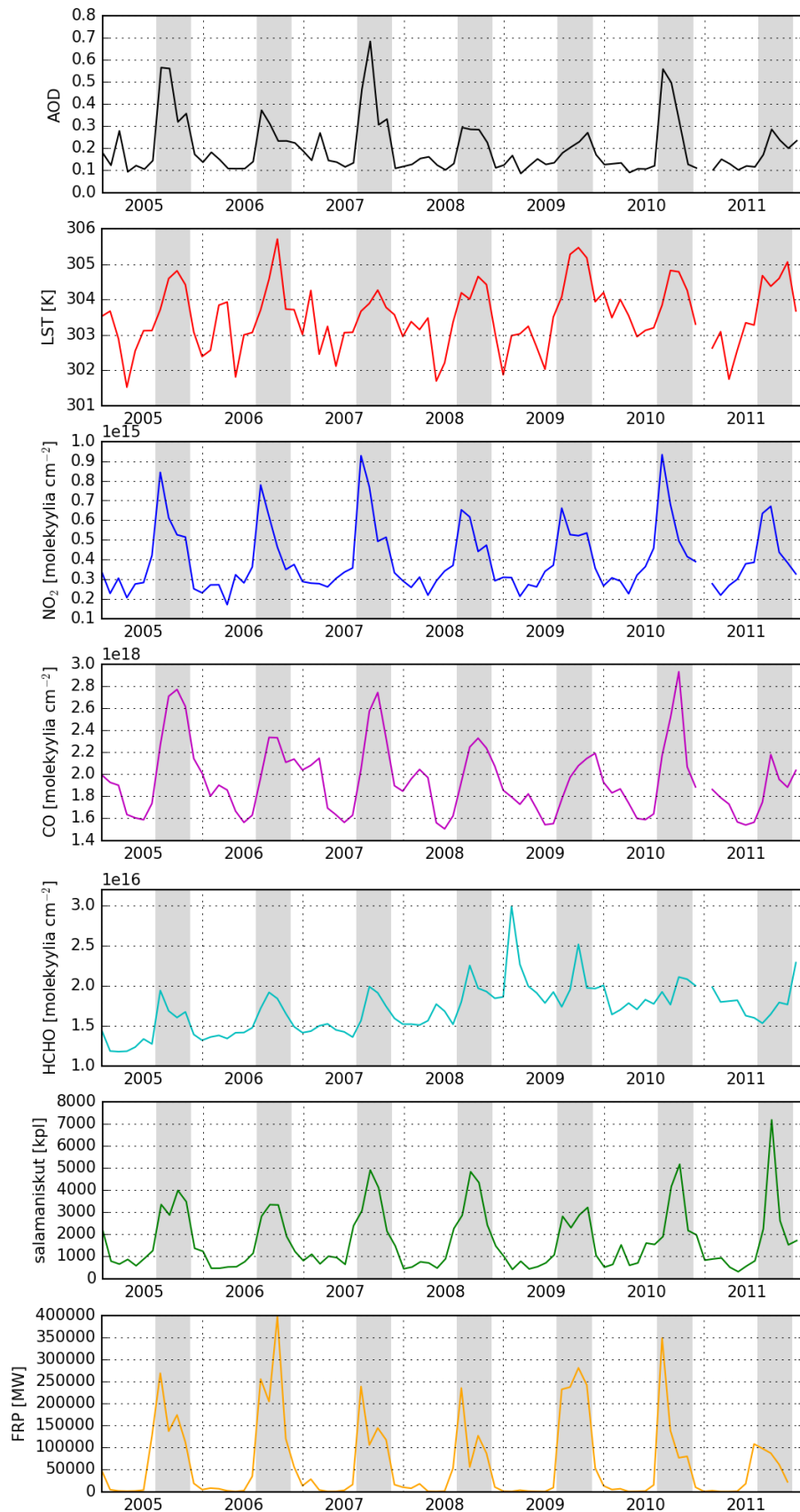


Kuva 6. Keskimääräinen AOD:n vaihtelu vuoden aikana. Jokaisen kuukauden keskiarvo on laskettu kyseisen kuukauden keskiarvona vuosien 2005-2011 aikana. Virhepylväät ovat kuukauden keskihajontoja.



Kuva 7. Maaliskuun (a) ja syyskuun (b) keskimääräinen AOD vuosien 2005-2011 aikana Etelä-Amerikan pohjoisosassa. Kuvaan on merkitty mustalla viivalla tutkittava alue.

lukuun ottamatta varsin pieni. AOD voi kohota paikallisesti erityisesti kaupunkien läheisyydessä. Lisäksi kuvassa 7a näkyy Saharasta kulkeutuneita hiukkasia Atlantin yllä. Syyskuussa palokausi on kiivaimmillaan, mikä näkyy myös hiukkasten määrässä. Pohjoisessa hiukkasten määrä pysyy ympäri vuoden vähäisenä, kun taas eteläosissa määrä kasvaa huomattavasti palokauden aikana. Koillisrannikolla on lisäksi ympäri vuoden alue, jossa AOD on erityisen suuri. Kun rannikon korkeita AOD-arvoja verrattiin satelliittikuviin



Kuva 8. AOD:n, LST:n, NO₂:n, CO:n ja HCHO:n, FRP:n ja salamaniskujen arvot jokaisen kuukauden aikana vuosina 2005-2011. Kuviin on merkitty harmaalla varjostuksella palokausi (elokuu-marraskuu).

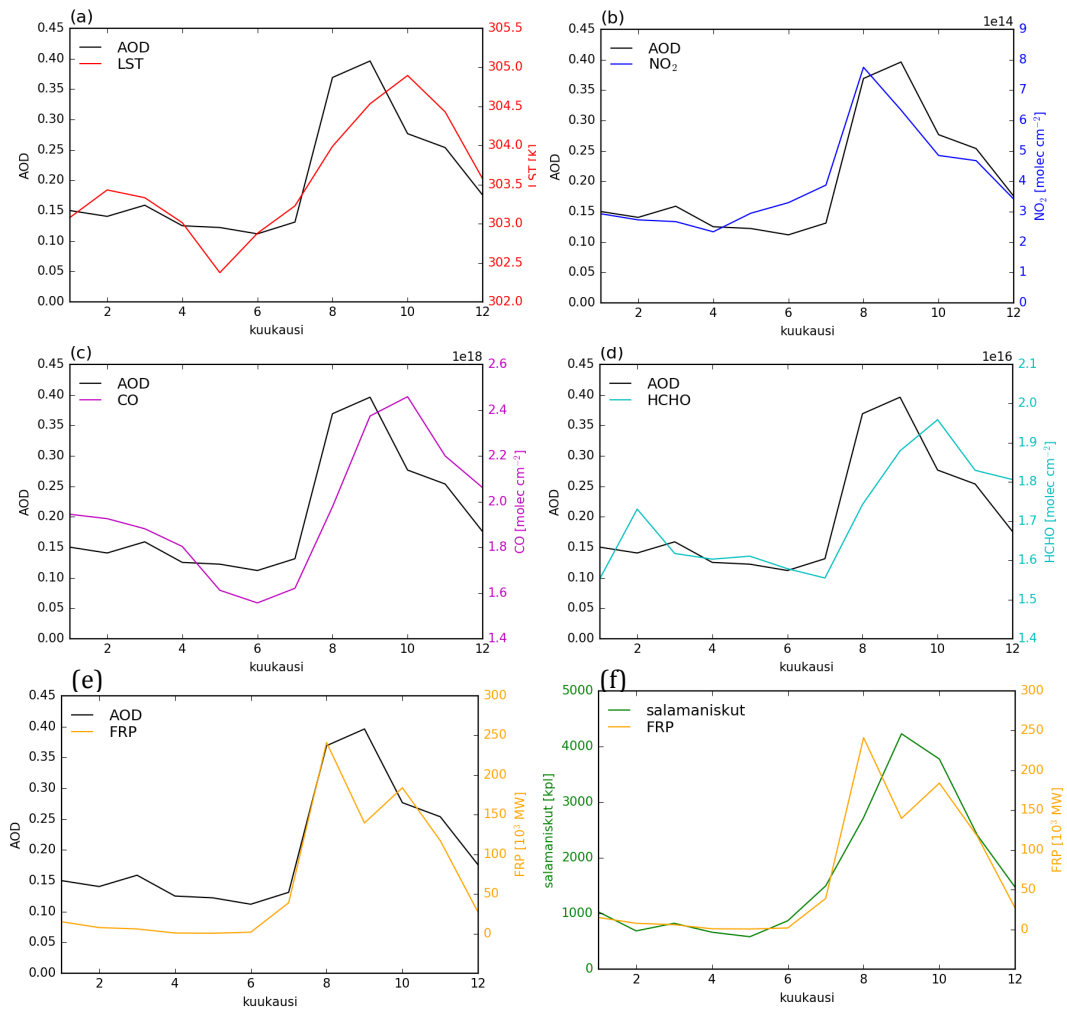
(NASA, 2017) sekä muihin AOD-havaintoihin samalta alueelta, havaittiin että nämä korkeat AOD-arvot eivät ole todellisia, vaan satelliittialgoritmi ei kykene erottamaan meressä olevan lietteen vaikutusta mittaussignaaliin ilmakehän pienhiukkasten vaikutuksesta.

Kuvassa 8 on esitetty AOD:n, LST:n, NO₂:n, CO:n, HCHO:n, FRP:n ja salamaniskujen aikasarjat vuosille 2005-2011. Kuten kuvasta 6 nähtiin, AOD vaihtelee varsin paljon vuoden aikana. Kuvan 8 perusteella AOD vaihtelee melko paljon myös vuodesta toiseen. Joka vuonna AOD kohoaa palokaudella, mutta joinain vuosina kasvu on selvästi pienempää. Erityisesti vuosina 2006, 2008 ja 2009 AOD on pysytellyt melko alhaisena läpi vuoden, kun taas vuosina 2005, 2007 ja 2010 aerosolien määrä on ollut palokaudella muita vuosia korkeampi.

Myös lämpötilassa on havaittavissa vaihtelua vuodesta toiseen. Lämpötila saavuttaa maksimiarvon palokauden loppupuolella, kuten luvussa 2 todettiin. Kuvasta 8 kuitenkin nähdään, että joinain vuosina myös alkuvuonna on havaittavissa toinen huippuarvo. Erityisesti tämä on havaittavissa vuosina 2006, 2007 ja 2009. Vuonna 2010 lämpötilan vaihtelu on ollut muita vuosia pienempää ja kylmimmän kuukauden lämpötila on tuolloin ollut noin yhden asteen muita vuosia korkeampi. Vuosienvälinen vaihtelu liittyy todennäköisesti ENSO-ilmiöön. Esimerkiksi vuosina 2006 ja 2009, jolloin lämpötilan maksimiarvo on ollut muita vuosia korkeampi, koettiin El Niño -ilmiö, joka nosti lämpötiloja Amazonilla (NOAA, 2017). Vuodesta 2007 vuoden 2008 alkupuolelle asti lämpötilan vaihtelu on ollut muita vuosia vähäisempää ja maksimilämpötila vuonna 2007 jäi muita vuosia alhaisemmaksi. Tuolloin La Niña viilensi ilmastoa Amazonilla (NOAA, 2017).

Typpidioksidilla sekä hiilimonoksidilla on jokaisen vuoden aikana havaittavissa selvä sykli sekä jonkin verran vaihtelua vuodesta toiseen. Näiden kaasujen määrä ilmakehässä on ollut tavallista alhaisempi vuosina 2006, 2008 ja 2009. Aikasarjojen perusteella näyttääkin siltä, että hiukkasten määrä vaihtelee vuodesta toiseen hyvin samalla tavalla kuin CO:n ja NO₂:n määrä. Myös formaldehydillä on havaittavissa vuosittainen sykli, ja sen määrä on myös palokaudella korkeimmillaan. Vaihtelu ei kuitenkaan ole yhtä suurta kuin

typpidioksidilla ja hiilimonoksidilla. Formaldehydin määrä näyttää myös kasvaneen melko tasaisesti vuodesta 2005 vuoteen 2009, jonka jälkeen sen määrä on taas hieman vähentynyt. Vuonna 2009 huippuarvo on saavutettu jo alkuvuoden aikana, kun muina vuosina formaldehydin määrä on ollut suurimmillaan palokauden aikana. Alimmaisena kuvassa 8 on esitetty vielä FRP:n sekä salamoinnin aikasarjat, joissa on nähtävissä samanlaista vuodenaikaisvaihtelua kuin muissakin muuttujissa. Kuvasta 8 siis nähdään, että palokausi on suurin syy vuoden sisäiseen vaihteluun lähes kaikilla muuttujilla, ja AOD näyttäisi korreloivan erityisen hyvin NO_2 :n ja CO:n kanssa.



Kuva 9. AOD:n ja LST:n (a), AOD:n ja NO_2 :n (b), AOD:n ja CO:n (c), AOD:n ja HCHO:n (d), AOD:n ja FRP:n (e) sekä salamoiden ja FRP:n (f) jokaisen kuukauden keskiarvo vuosina 2005-2011.

Kuvassa 9 on esitetty AOD:n vaihtelu vuoden aikana yhdessä LST:n (a), NO₂:n (b), CO:n (c), HCHO:n (d) ja FRP:n (e) kanssa sekä salamaniskujen ja FRP:n (f) vaihtelu. Kaikissa muuttujissa on havaittavissa selkeää nousua palokauden (elokuu-marraskuu) aikana. Lämpötila (kuva 9a) alkaa nousta toukokuun jälkeen, kun sadekausi loppuu, pilvisyys vähenee ja auringonsäteily pääsee lämmittämään maanpintaa tehokkaammin. Lämpötila kasvaa varsin tasaisesti aina lokakuuhun asti, jonka jälkeen se alkaa taas laskea. Lämpötila saavuttaa huippuarvonsa hieman AOD:n jälkeen. Typpidioksidin (kuva 9b) käyrä muistuttaa hyvin paljon AOD:n käyrää. Typpidioksidi saavuttaa maksimiarvon kuitenkin jo elokuussa eli yhden kuukauden ennen AOD:ta. Elokuun jälkeen typpidioksidipitoisuus pienenee melko jyrkästi. Myös hiilimonoksidin (kuva 9c) käyrä muistuttaa paljon AOD:n käyrää, mutta typpidioksidista poiketen hiilimonoksidi saavuttaa huippuarvonsa vasta AOD:n jälkeen. Formaldehydin (kuva 9d) määrä kasvaa myös palokauden aikana merkittävästi verrattuna sadekauteen. Formaldehydi saavuttaa huippuarvon lokakuussa eli yhden kuukauden AOD:n jälkeen. Formaldehydiä syntyy metsäpalojen seurauksena, mutta sitä muodostuu myös ilmakehässä isopreenin hapettumisen myötä. Palokauden aikana kohonnut lämpötila sekä lisääntynyt auringonsäteily lisäävät isopreenin tuottoa. Formaldehydillä on kuitenkin havaittavissa toinenkin huippuarvo sadekauden aikana. Helmikuussa formaldehydipitoisuus on muita sadekauden kuukausia korkeampi. Kun verrataan tätä hiilimonoksidin (kuva 9c) ja LST:n (kuva 9a) arvoihin, on kaikissa havaittavissa sadekauden aikana varsin samanlaisia piirteitä: huippuarvo saavutetaan alkuvuodesta, jonka jälkeen arvot laskevat siihen asti, kunnes palokausi taas alkaa.

Metsäpalojen intensiteettiä kuvaava FRP (kuva 9e) pysyttelee AOD:n tavoin sadekaudella hyvin alhaisena. Heinäkuussa FRP kohoaa jo hieman, mutta kaikkein jyrkin kasvu on havaittavissa heinä- ja elokuun välillä, mikä muistuttaa hyvin paljon AOD:n kasvua. FRP pienenee hieman syyskuussa, mutta kasvaa jälleen lokakuussa jonkin verran. Myös marraskuussa metsäpaloja esiintyy vielä varsin paljon, mutta tämän jälkeen sadekausi alkaa, ja palojen intensiteetti pienenee merkittävästi. Salamaniskujen määrä (kuva 9e) kasvaa myös merkittävästi palokauden aikana, ja FRP:n ja salamaniskujen käyrät

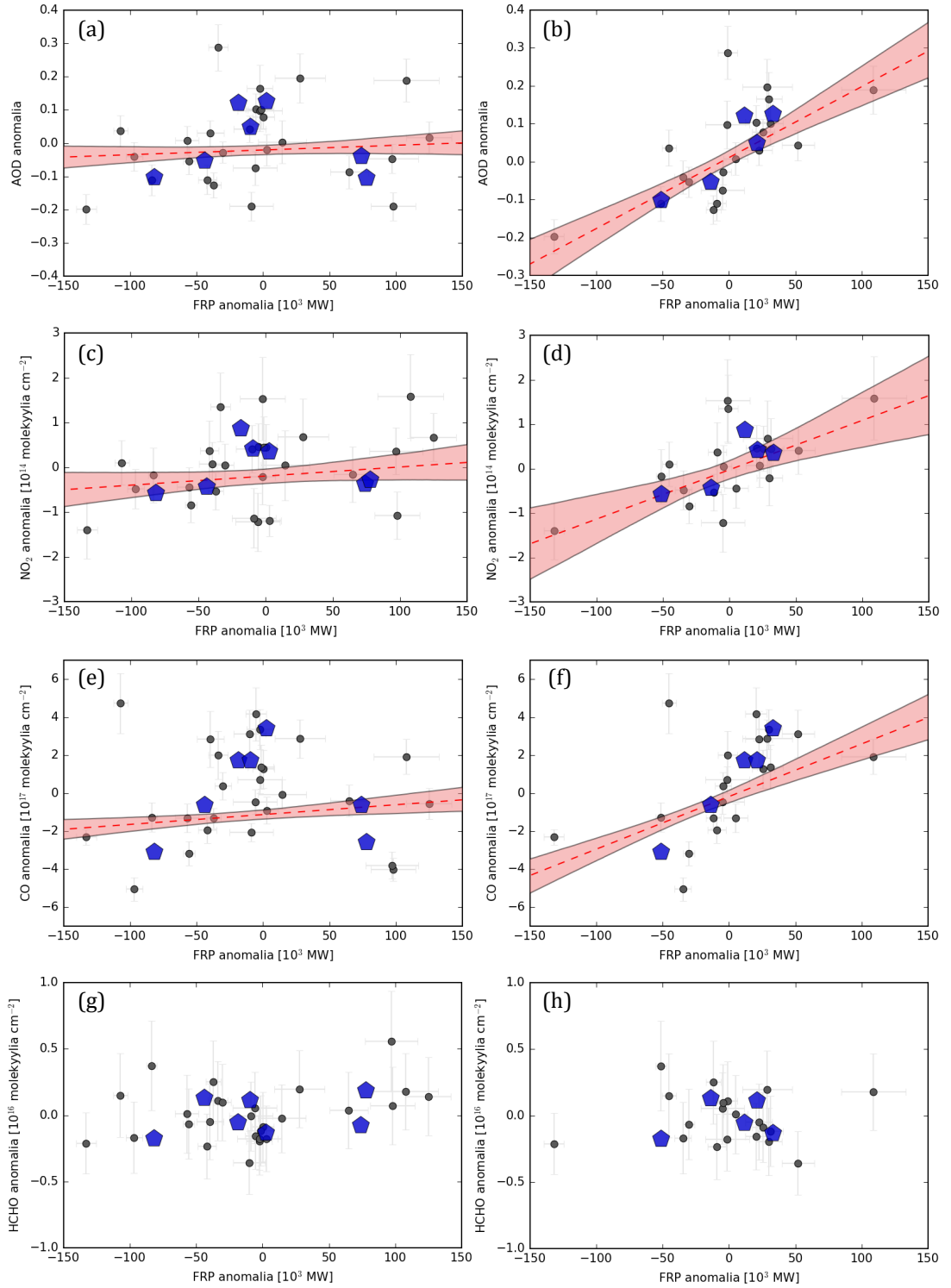
muistuttavatkin hyvin paljon toisiaan. Salamaniskut saavuttavat AOD:n tapaan huippuarvon syyskuussa. Salamointi on myös marraskuussa varsin runsasta, mutta sen jälkeen määrä vähenee huomattavasti.

Kuten edellä esitetyistä kuvista nähdään, kaikkien kuvissa esiintyvien muuttujien arvot kasvavat palokaudella huomattavasti verrattuna sadekauteen. Seuraavaksi käyn läpi erikseen palokautta ja sadekautta ja tutkin, mitkä tekijät vaikuttavat hiukkasten määrään ja onko hiukkasilla lämpötilariippuvuutta.

5.1 Palokausi

Kuvassa 9e oli esitetty metsäpalojen intensiteetti (FRP) eri kuukausina, ja tämän kuvan perusteella palokaudeksi määritettiin elokuu-marraskuu. Tarkastellaan aluksi, kuinka metsäpalojen intensiteetti vaikuttaa hiukkasten sekä eri hivenkaasujen määrään. Kuvassa 10 on esitetty, millainen riippuvuus FRP:n sekä AOD:n, NO₂:n, CO:n ja HCHO:n välillä palokaudella on. Kuvissa on esitetty muuttujien vuosi- ja kuukausikeskiarvojen anomaliat sekä kuukausikeskiarvojen anomalioiden sovitettua suoraa. Vasemmanpuoleisissa kuvissa on mukana kaikkien vuosien havainnot ja oikeanpuoleisissa kuvissa havainnot on esitetty ilman El Niño -vuosia (2006 ja 2009). El Niño -vuosien pois jättäminen voi helpottaa muuttujien välisten yhteyksien havaitsemista. Kuvassa 10a FRP:n ja AOD:n hajonta on varsin suuri. Pisteisiin sovitettua suoran perusteella näyttää siltä, että muuttujien välillä on positiivinen riippuvuus ($AOD = (1,418 \pm 1,462) \cdot 10^{-7} \cdot FRP - 2,063 \cdot 10^{-5}$, vaihteluväli on 90 % luottamusväli). Verhokäyrästä, joka kuvaa 90 % luottamusväliä, nähdään kuitenkin, että mittausten suuren hajonnan vuoksi riippuvuus voi myös olla negatiivinen. Kuvassa on kaksi vuosikeskiarvojen anomaliaa kuvaavaa sinistä pistettä selvästi erillään muista. Kyseiset vuodet ovat 2006 ja 2009. Kuvassa 10b, jossa kyseiset vuodet on jätetty pois, muuttujien välinen positiivinen riippuvuus on huomattavasti selvempi ($AOD = (1,873 \pm 0,448) \cdot 10^{-6} \cdot FRP - 1,064 \cdot 10^{-5}$).

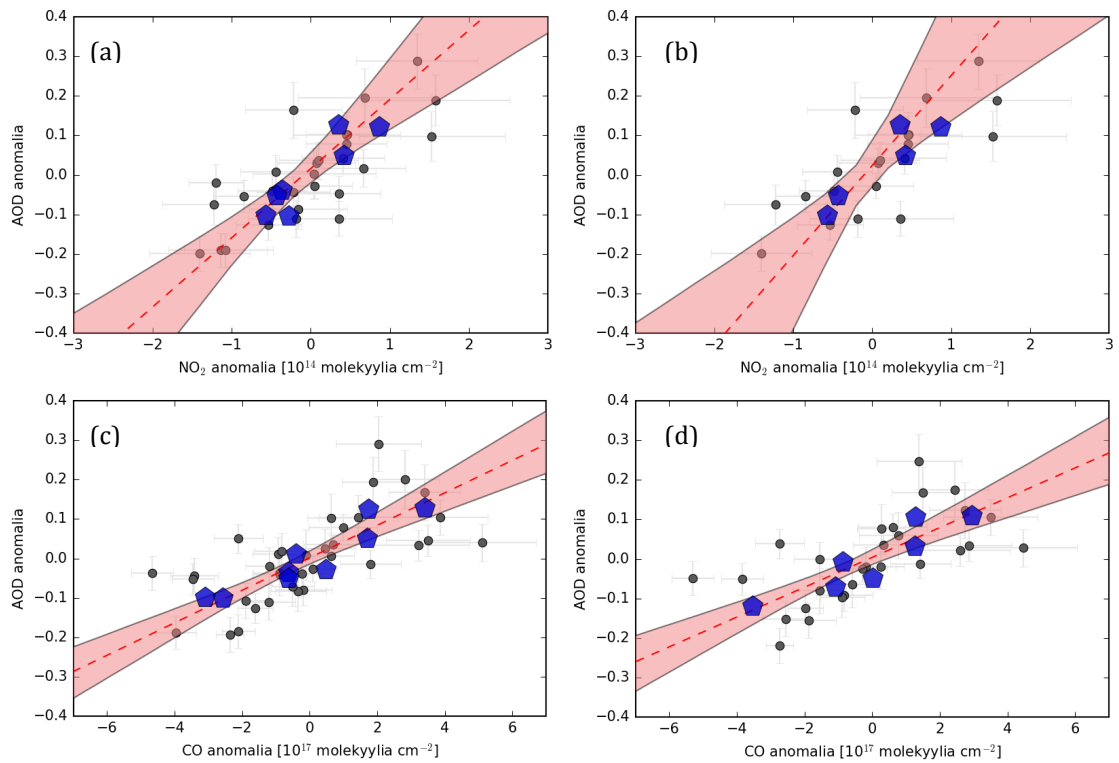
FRP:n ja NO₂:n (kuva 10c) sekä FRP:n ja CO:n (kuva 10e) välillä vallitsee positiivinen riippuvuus ($NO_2 = (2,030 \pm 2,328) \cdot 10^8 \cdot FRP - 1,971 \cdot 10^{10}$ ja



Kuva 10. AOD:n (a ja b), NO₂:n (c ja d), CO:n (e ja f) ja HCHO:n (g ja h) riippuvuus FRP:sta. Suuret viisikulmion muotoiset pisteet ovat vuosikeskiarvojen anomaliaita ja pienet mustat pisteet kuukausikeskiarvojen anomaliaita. Katkoviiva on kuukausikeskiarvojen anomaliaihin sovitettu suora ja verhokäyrä kuvaa 90 % luottamusväliä. Vasemmanpuoleisissa kuvissa on mukana kaikkien vuosien havainnot ja oikeanpuoleisissa kuvissa havainnot on esitetty ilman El Niño –vuosia (2006 ja 2009).

$CO = (5,181 \pm 3,522) \cdot 10^{11} \cdot FRP - 1,127 \cdot 10^{14}$). NO_2 :n ja CO :n pääasiallinen lähde palokaudella on biomassan poltto, joten olikin odotettavissa, että metsäpalojen lisääntyessä myös kyseisten kaasujen pitoisuus kasvaa. NO_2 :n hajonta on kuitenkin sen verran suuri, että muuttujien välinen riippuvuus ei ole aivan selvä näiden havaintojen perusteella. Aivan kuten kuvassa 10a, myös kuvissa 10c ja 10e vuodet 2006 ja 2009 erottuvat muista vuosista. Kun kyseiset vuodet jätetään huomioimatta (kuvat 10d ja 10f), muuttujien väliset riippuvuudet muuttuvat myös näiden osalta huomattavasti selvemmiiksi ($NO_2 = (1,112 \pm 0,541) \cdot 10^9 \cdot FRP - 2,662 \cdot 10^9$ ja $CO = (2,772 \pm 0,656) \cdot 10^{12} \cdot FRP - 1,790 \cdot 10^{13}$). Sen sijaan FRP :n ja $HCHO$:n välillä ei kuvien 10g ja 10h perusteella ole havaittavissa mitään selvää riippuvuutta. $HCHO$:n vaihtelu on hyvin vähäistä verrattuna FRP :n vaihteluun eikä suoran sovittaminen pisteisiin ole mahdollista $HCHO$:n havaintojen suurten epävarmuuksien vuoksi.

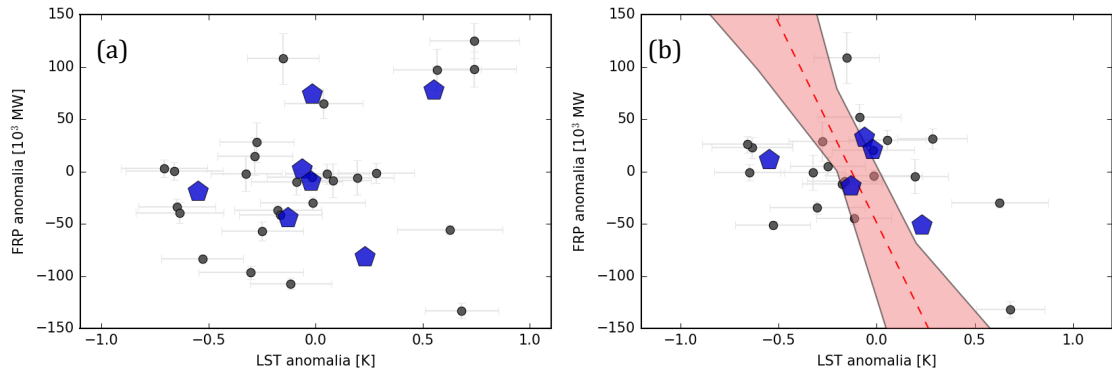
Palokaudella AOD :n ja hiilimonoksidin sekä typpidioksidin määrien välillä pitäisi olla selvä yhteys, koska näiden kaasujen ja hiukkasten ensisijainen lähde palokaudella on biomassan palaminen. Kuvassa 11 on esitetty AOD :n riippuvuus typpidioksidista sekä hiilimonoksidista. Vasemmanpuoleisissa kuvissa on mukana kaikkien vuosien havainnot ja oikeanpuoleisissa kuvissa havainnot on esitetty ilman El Niño -vuosia (2006 ja 2009). Kuvissa on esitetty muuttujien vuosi- ja kuukausikeskiarvojen anomaliat sekä kuukausikeskiarvojen anomalioiden sovitettua suoraa. Kuvista 11a ja 11c nähdään, että muuttujien välillä vallitsee hyvin selvä positiivinen riippuvuus ($AOD = (1,750 \pm 0,680) \cdot 10^{-15} \cdot NO_2 - 1,571 \cdot 10^{-16}$ ja $AOD = (4,119 \pm 1,020) \cdot 10^{-19} \cdot CO + 1,411 \cdot 10^{-20}$). Muuttujien välisissä riippuvuuksissa ei tapahdu suuria muutoksia, vaikka vuodet 2006 ja 2009 jätetään havainnoista pois (kuvat 11b ja 11d). NO_2 - AOD -kuvaajassa kulmakerroin kasvaa hieman, mutta toisaalta myös luottamusväli kasvaa ($AOD = (2,276 \pm 1,440) \cdot 10^{-15} \cdot NO_2 - 2,348 \cdot 10^{-16}$). Tämä voi johtua siitä, että havaintojen määrä vähenee, kun kahden vuoden havainnot jätetään pois. CO - AOD -kuvaajassa (kuva 11d) sen sijaan sekä kulmakerroin että verhoikäyrä pysyvät hyvin samanlaisina ($AOD = (3,773 \pm 1,080) \cdot 10^{-19} \cdot CO + 3,748 \cdot 10^{-20}$). Voidaankin siis todeta, että palokaudella hiukkasten ensisijainen lähde on metsäpalot ja metsäpalojen intensiteetti



Kuva 11. Ylhäällä AOD:n riippuvuus NO_2 :sta ja alhaalla AOD:n riippuvuus CO:sta. Suuret viisikulmion muotoiset pisteet ovat vuosikeskiarvojen anomalioita ja pienet mustat pisteet kuukausikeskiarvojen anomalioita. Katkoviiva on kuukausikeskiarvojen anomalioihin sovitettu suora ja verhokäyrä kuvaa 90 % luottamusväliä. Vasemmanpuoleisissa kuvissa on mukana kaikkien vuosien havainnot ja oikeanpuoleisissa kuvissa havainnot on esitetty ilman El Niño –vuosia (2006 ja 2009).

vaikuttaa varsin selvästi hiukkasten ja hivenkaasujen määrään. Vuosienvälisellä vaihtelulla ja erityisesti El Niñolla on kuitenkin myös selvä vaikutus palokauden hiukkasiin.

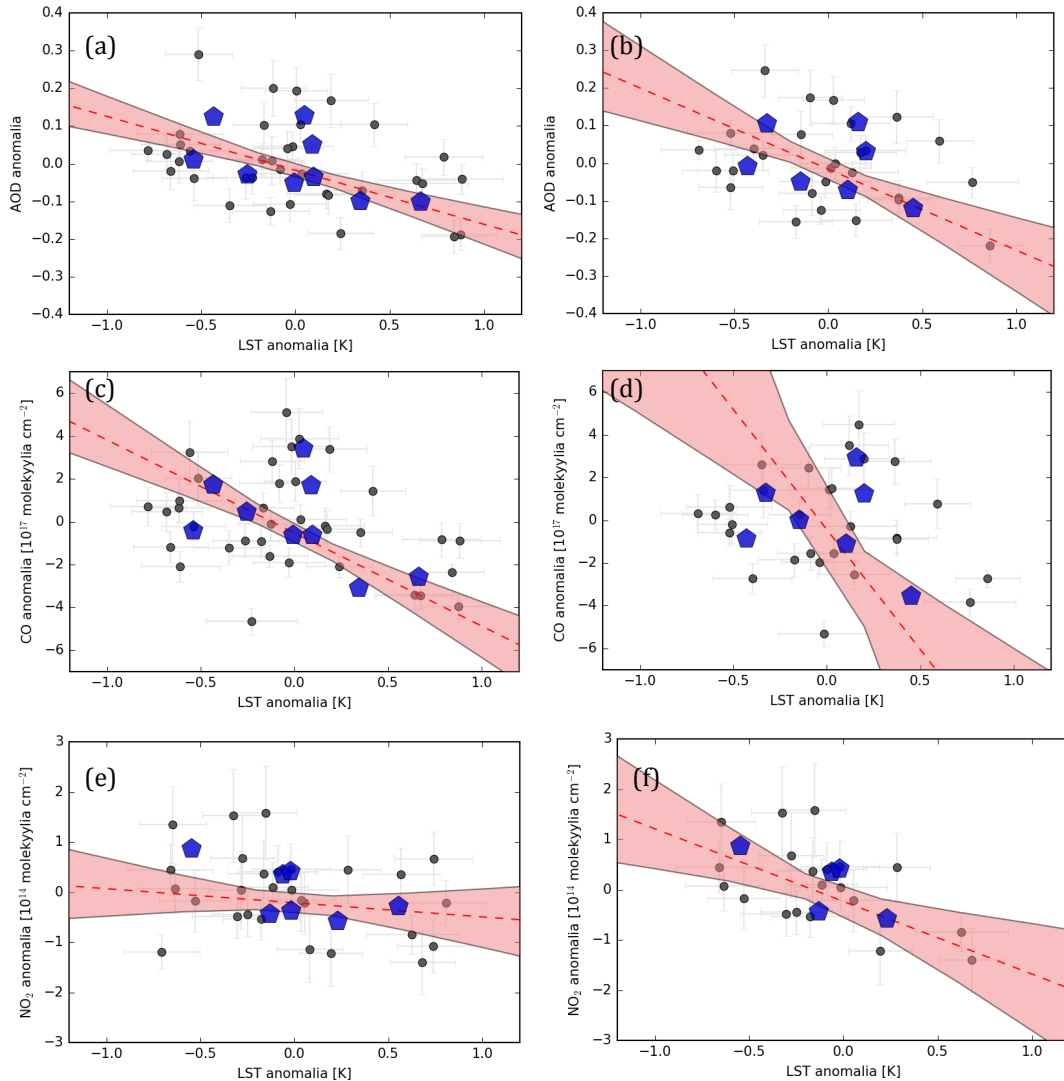
Tarkastellaan seuraavaksi, miten lämpötila vaikuttaa metsäpaloihin, hiukkasten määrään sekä hivenkaasuihin. Kuvassa 12a on esitetty LST:n ja FRP:n vuosi- ja kuukausikeskiarvojen anomaliat. Pisteiden hajonta on melko suuri eikä muuttujien välillä näytä olevaan selvää riippuvuutta. Kuten kuvassa 10, myös tässä vuodet 2006 ja 2009 erottuvat hieman poikkeuksellisin, sillä FRP on selvästi muita vuosia suurempi, ja suoran sovitus pisteisiin on sen vuoksi vaikeaa. Kuvassa 12b on esitetty havainnot ilman vuosia 2006 ja 2009, ja nähdäänkin että muuttujien välillä vallitsee hieman yllättäen negatiivinen riippuvuus ($FRP = -(3,825 \pm 2,648) \cdot 10^5 \cdot LST - 4,896 \cdot 10^4$). Tässäkin



Kuva 12. FRP:n riippuvuus LST:stä. Suuret viisikulmion muotoiset pisteet ovat vuosikeskiarvojen anomalioita ja pienet mustat pisteet kuukausikeskiarvojen anomalioita. Katkoviiva on kuukausikeskiarvojen anomalioihin sovitettu suora ja verhokäyrä kuvaa 90 % luotettavuusväliä. Kuvassa (a) on kaikki vuodet havaintojakson ajalta, kuvassa (b) havainnot on esitetty ilman El Niño -vuosia (2006 ja 2009).

tapauksessa hajonta on kuitenkin sen verran suuri, että suoran sovitusta ei ole täysin luotettava. Kuvan perusteella näyttäisi kuitenkin siltä, että lämpötilan ollessa tavanomaista korkeampi metsäpaloja esiintyy tavanomaista vähemmän.

Tutkitaan seuraavaksi, miten AOD, NO₂ ja CO riippuvat lämpötilasta. Kuten kuvasta 10 nähtiin, palokaudella metsäpaloilla on merkittävä vaikutus AOD:n, NO₂:n ja CO:n määrään. Kuvassa 13 on esitetty, millainen riippuvuus LST:n sekä AOD:n, NO₂:n ja CO:n välillä palokaudella on. Vasemmanpuoleisissa kuvissa on mukana kaikkien vuosien havainnot ja oikeanpuoleisissa kuvissa havainnot on esitetty ilman El Niño -vuosia (2006 ja 2009). Kuvissa on esitetty muuttujien vuosi- ja kuukausikeskiarvojen anomaliat sekä kuukausikeskiarvojen anomalioihin sovitetut suorat. AOD:n ja LST:n (kuva 13a) sekä CO:n ja LST:n (kuva 13c) välillä on varsin selvä negatiivinen riippuvuus ($AOD = -(0,143 \pm 0,048) \cdot LST - 0,018$ ja $CO = -(4,342 \pm 1,334) \cdot 10^{17} \cdot LST - 5,267 \cdot 10^{16}$), kun tarkastellaan koko havaintojaksoa 2003-2011. Muuttujien väliset riippuvuudet eivät muutu merkittävästi, kun vuodet 2006 ja 2009 jätetään pois (kuvat 13b ja 13d). Molemmissa tapauksissa kulmakerroin jyrkkenee hieman, mutta samalla luottamusväli kasvaa ($AOD = -(0,216 \pm 0,097) \cdot LST - 0,160$ ja $CO = -(11,233 \pm 8,870) \cdot 10^{17} \cdot LST - 4,322 \cdot 10^{16}$). Hiukkasten ja hiilimonoksidin määrä siis pienenee lämpötilan noustessa. LST:n ja NO₂:n välinen riippuvuus (kuva 13e) ei puolestaan ole aivan yhtä selvä, mikä todennäköisesti johtuu

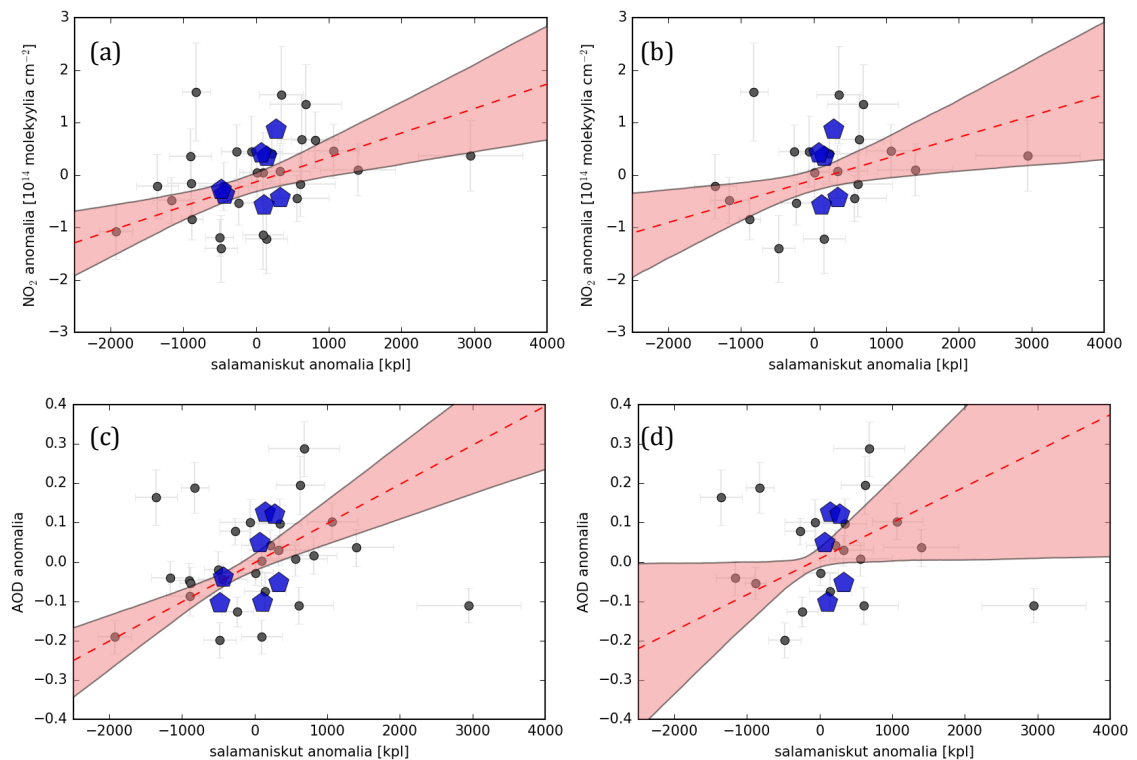


Kuva 13. AOD:n (a ja b), CO:n (c ja d) ja NO₂:n (e ja f) riippuvuus LST:stä. Suuret viisikulmion muotoiset pisteet ovat vuosikeskiarvojen anomaliaita ja pienet mustat pisteet kuukausikeskiarvojen anomaliaita. Katkoviiva on kuukausikeskiarvojen anomaliaihin sovitettu suora ja verhokäyrä kuvaa 90 % luotettavuusväliä. Vasemmanpuoleisissa kuvissa on mukana kaikkien vuosien havainnot ja oikeanpuoleisissa kuvissa havainnot on esitetty ilman El Niño - vuosia (2006 ja 2009).

NO₂:n suurista epävarmuuksista. Näyttää kuitenkin siltä, että myös näiden muuttujien välillä on negatiivinen riippuvuus ($NO_2 = -(2,813 \pm 5,501) \cdot 10^{13} \cdot LST - 2,121 \cdot 10^{13}$), kun tarkastellaan kaikkia havaintojakson 2005-2011 vuosia. Kun vuodet 2006 ja 2009 jätetään pois (kuva 13f), muuttujien välinen negatiivinen riippuvuus muuttuu selvemmäksi ($NO_2 = -(14,457 \pm 9,433) \cdot 10^{13} \cdot LST - 2,337 \cdot 10^{13}$). Kun verrataan kuvia 13d ja 13f voidaan havaita, että LST:n ja NO₂:n välinen lineaarinen riippuvuus on hieman parempi kuin LST:n ja

CO:n välinen riippuvuus. Tämä voi johtua siitä, että typpidioksidia syntyy vain paloista, jotka näyttävät vähenevät lämpötilan noustessa (kuva 12b). Hiilimonoksidia sen sijaan syntyy muistakin lähteistä, vaikka palot ovatkin palokaudella sen merkittävin lähde.

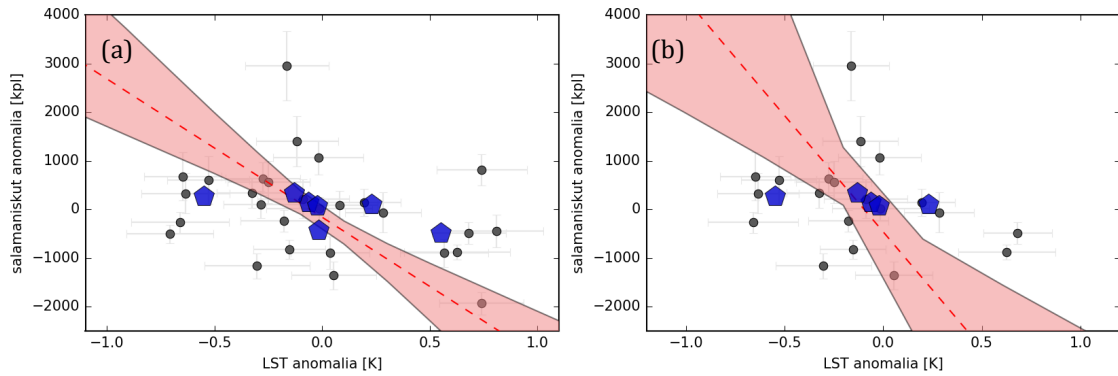
Edellä esitettyjen kuvien perusteella näyttää siis siltä, että lämpötila vaikuttaa merkittävästi metsäpalojen ja siten myös hiukkasten määrään palokaudella. Voisi olettaa, että lämpimämpinä aikoina myös metsäpalot lisääntyisivät, mutta tulosten mukaan palokaudella palojen määrä ja intensiteetti sekä pienhiukkasten määrä pienenevät lämpötilan noustessa. Suuri osa Amazonilla esiintyvistä metsäpaloista on kuitenkin ihmisen sytyttämiä, joten ihmisen toiminnalla on myös merkittävä vaikutus palojen määrään ja siten myös hiukkasten määrään (Koren ym., 2007).



Kuva 14. Salamoinnin ja NO₂:n välinen riippuvuus (a ja b) sekä salamoinnin ja AOD:n välinen riippuvuus (c ja d). Suuret viisikulmion muotoiset pisteet ovat vuosikeskiarvojen anomaliaita ja pienet mustat pisteet kuukausikeskiarvojen anomaliaita. Katkoviiva on kuukausikeskiarvojen anomaliaihin sovitettu suora ja verhokäyrä kuvaa 90 % luotettavuusväliä. Vasemmanpuoleisissa kuvissa on mukana kaikkien vuosien havainnot ja oikeanpuoleisissa kuvissa havainnot on esitetty ilman El Niño -vuosia (2006 ja 2009).

Tarkastellaan vielä lopuksi salamointia sekä siihen vaikuttavia tekijöitä. Yleensä salamointi on runsainta sateen yhteydessä (Petersen ja Rutledge, 1998), mutta Amazonilla salamoinnilla on vuosittain selkeä sykli ja eniten salamoipalokaudella (kuvat 7 ja 8). Ilmakehän hiukkasten ja salamoinnin välinen suhde onkin varsin monimutkainen. Salamointi lisää typpidioksidin ja siten myös hiukkasten määrää ilmakehässä. Toisaalta kuitenkin tutkimuksissa (Altaratz ym., 2010; Kucienska ym., 2014) on huomattu, että myös hiukkasten määrä lisää salamointia. Kuvassa 14 on esitetty salamoinnin ja NO_2 :n sekä salamoinnin ja AOD:n vuosi- ja kuukausikeskiarvojen anomaliat sekä kuukausikeskiarvojen anomalioiden sovitettu suora. Vasemmanpuoleisissa kuvissa on mukana kaikkien vuosien havainnot ja oikeanpuoleisissa kuvissa havainnot on esitetty ilman El Niño -vuosia (2006 ja 2009). Salamoinnin ja AOD:n välillä (kuva 14a) on havaittavissa selvä positiivinen riippuvuus ($AOD = (9,957 \pm 3,793) \cdot 10^{-5} \cdot S - 1,971 \cdot 10^{-5}$, missä S on salamoiden määrä), joten salamoinnin ollessa tavallista runsaampaa, myös AOD on tavanomaista suurempi. Kun havainnoista poistetaan voimakkaat El Niño -vuodet (kuva 14b), ei muuttujien välisessä riippuvuudessa tapahdu suuria muutoksia: kulmakerroin pysyy lähes samana, mutta luottamusväli kasvaa ($AOD = (9,145 \pm 8,848) \cdot 10^{-5} \cdot S + 8,2082 \cdot 10^{-5}$). Luottamusvälin kasvu voi johtua havaintojen vähyydestä. Muuttujien välisen selvän riippuvuuden selittänee se, että aerosolien määrä sekä metsäpalojen aiheuttama nousuliike lisäävät merkittävästi salamoiden määrää. Myös salamoinnin ja NO_2 :n välillä (kuva 14c) on positiivinen riippuvuus ($\text{NO}_2 = (4,663 \pm 2,600) \cdot 10^{10} \cdot S - 1,347 \cdot 10^{13}$), ja myös näiden muuttujien välinen riippuvuus pysyy lähes ennallaan ($\text{NO}_2 = (4,066 \pm 3,200) \cdot 10^{10} \cdot S - 9,366 \cdot 10^{12}$), kun vuodet 2006 ja 2009 poistetaan kuvasta (kuva 14d). Salamoinnin ja typpidioksidipitoisuuden välillä on siis selvä yhteys: salamoinnin ollessa tavanomaista runsaampaa myös typpidioksidia on ilmakehässä tavanomaista enemmän.

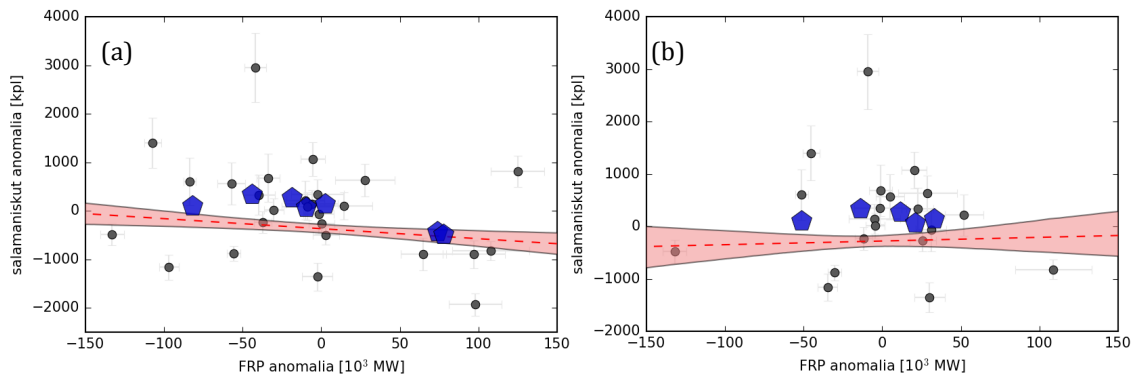
Kuvassa 15 on esitetty LST:n ja salamoinnin kuukausi- ja vuosikeskiarvojen anomaliat sekä kuukausikeskiarvojen anomalioiden sovitetut suorat. Vasemmanpuoleisissa kuvissa on mukana kaikkien vuosien havainnot ja oikeanpuoleisissa kuvissa havainnot on esitetty ilman El Niño -vuosia (2006 ja



Kuva 15. Salamoinnin riippuvuus lämpötilasta. Suuret viisikulmion muotoiset pisteet ovat vuosikeskiarvojen anomaliaita ja pienet mustat pisteet kuukausikeskiarvojen anomaliaita. Katkoviiva on kuukausikeskiarvojen anomaliaihin sovitettu suora ja verhoikäyrä kuvaa 90 % luotettavuusväliä. Kuvassa (a) on kaikki vuodet havaintojakson ajalta, kuvassa (b) havainnot on esitetty ilman El Niño -vuosia (2006 ja 2009).

2009). Molempien kuvien perusteella salamointi vähenee lämpötilan noustessa (kuva 15a: $S = -(2,816 \pm 1,100) \cdot 10^3 \cdot LST - 1,690 \cdot 10^2$, kuva 15b: $S = -(4,781 \pm 3,863) \cdot 10^3 \cdot LST - 4,600 \cdot 10^2$). Kulmakertoimissa ei ole merkittäviä eroja kuvien välillä, mutta luottamusväli kasvaa, kun vuosien 2006 ja 2009 havainnot poistetaan (kuva 15b). Tämä voi johtua havaintojen vähyydestä. Tämä tulos on yhdenmukainen edellä esitettyjen tulosten kanssa: koska salamointi lisääntyy AOD:n kasvaessa ja AOD puolestaan pienenee lämpötilan noustessa, myös salamointi vähenee lämpötilan noustessa.

Kuvassa 16 on esitetty FRP:n ja salamoiden kuukausi- ja vuosikeskiarvojen anomaliat ja kuukausikeskiarvojen anomaliaihin sovitetut suorat. Vasemmanpuoleisissa kuvissa on mukana kaikkien vuosien havainnot ja oikeanpuoleisissa kuvissa havainnot on esitetty ilman El Niño -vuosia (2006 ja 2009). Muuttujien välillä ei näytä olevan selvää riippuvuutta kummassakaan kuvassa (kuva 16a: $S = -(2,067 \pm 1,334) \cdot 10^{-3} \cdot FRP - 0,368$, kuva 16b: $S = (0,701 \pm 2,682) \cdot 10^{-3} \cdot FRP - 0,280$), vaikka olisi ollut odotettavissa, että metsäpalojen intensiteetin ollessa tavanomaista suurempi myös salamointi olisi lisääntynyt. Salamoinnin vaihtelu on kuitenkin hyvin vähäistä verrattuna FRP:n vaihteluun. Tämä tulos toisaalta viittaa siihen, että salamoinnin ja typpidioksidin välisen riippuvuuden (kuvat 14a ja 14b) selittää se, että salamoinnista vapautuu ilmakehään varsin merkittäviä määriä typpidioksidia.

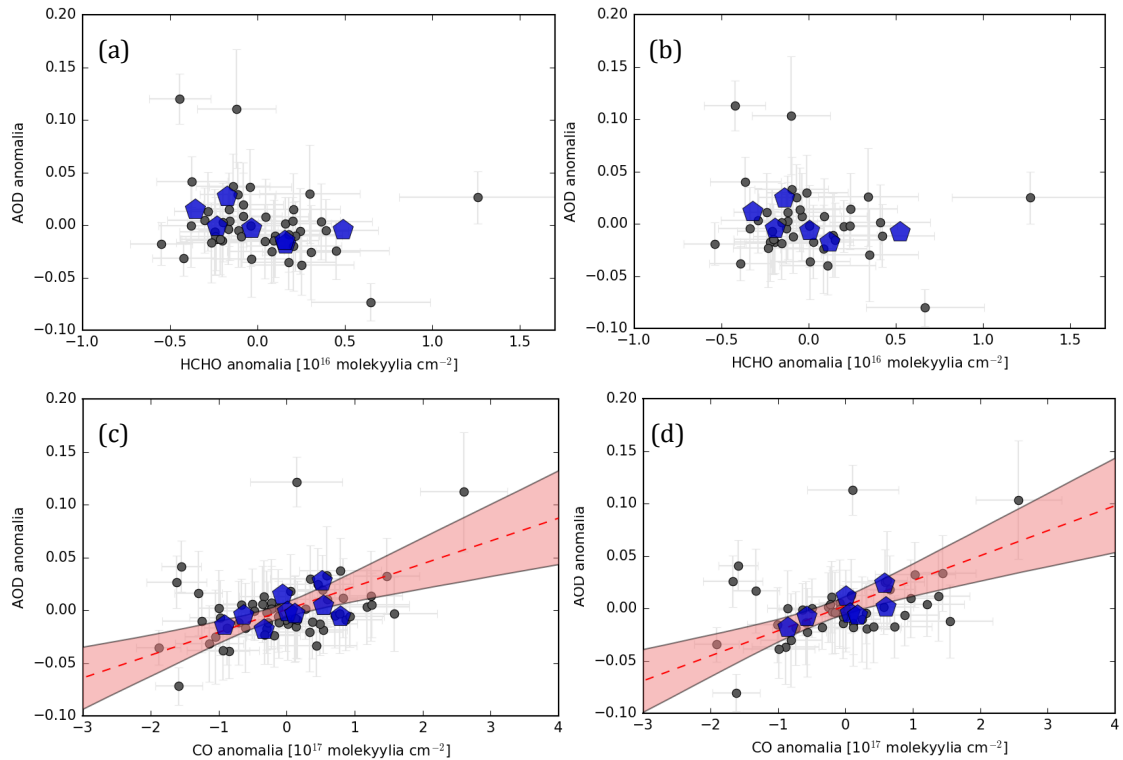


Kuva 16. Salamoinnin ja FRP:n välinen riippuvuus. Suuret viisikulmion muotoiset pisteet ovat vuosikeskiarvojen anomaliaita ja pienet mustat pisteet kuukausikeskiarvojen anomaliaita. Katkoviiva on kuukausikeskiarvojen anomaliaihin sovitettu suora ja verhokäyrä kuvaa 90 % luotettavuusväliä. Kuvassa (a) on kaikki vuodet havaintojakson ajalta, kuvassa (b) havainnot on esitetty ilman El Niño -vuosia (2006 ja 2009).

Salamoinnin ja AOD:n absoluuttisia arvoja verratessa havaittiin, että salamointi on runsainta AOD:n ollessa 0,25-0,30, ja AOD:n kasvaessa suuremmaksi salamointi alkaa vähentyä. Tämä havainto on yhdenmukainen Altaratzin ym. (2010) ja Korenin ym. (2004) havaintojen kanssa. Tämä ilmiö johtuu siitä, että aerosolien määrän kasvaessa hyvin suureksi auringonsäteily ei saavuta maanpintaa enää yhtä tehokkaasti, minkä vuoksi ilmakehä muuttuu stabiilimmaksi (Koren ym., 2004). Tämä taas vähentää nousuliikettä sekä siten myös salamointia. Onkin siis mahdollista, että tämä ilmiö vaikuttaa siihen, että FRP:n ja salamoinnin anomalioiden välillä ei ole havaittavissa selvää riippuvuutta (kuva 16): FRP:n kasvaessa myös AOD kasvaa (kuva 9b), ja mikäli AOD on yli 0,30, salamointi alkaakin vähentyä.

5.2 Sadekausi

Sadekaudeksi määritettiin kuvan 9e perusteella tammikuu-heinäkuu, sillä silloin metsäpalojen määrä on hyvin vähäinen ja suurin osa Amazonilla esiintyvistä hiukkasista on kasviperäisiä. Tarkastellaan aluksi, miten AOD riippuu kasviperäisistä lähteistä. Sadekaudella sekä formaldehydiä että hiilimonoksidia vapautuu ilmakehään kasviperäisistä lähteistä, joten niiden avulla voidaan tutkia, miten kasviperäiset hiukkaset vaikuttavat AOD:n suuruuteen. Kuvassa 17 on esitetty AOD:n riippuvuus formaldehydistä sekä



Kuva 17. AOD:n riippuvuus HCHO:sta (a ja b) ja CO:sta (c ja d). Suuret viisikulmion muotoiset pisteet ovat vuosikeskiarvojen anomaliaita ja pienet mustat pisteet kuukausikeskiarvojen anomaliaita. Katkoviiva on kuukausikeskiarvojen anomaliaihin sovitettu suora ja verhokäyrä kuvaa 90 % luotettavuusväliä. Kuvissa a ja b havaintojakso kattaa vuodet 2005-2011 ja kuvissa c ja d vuodet 2003-2011. Vasemmanpuoleisissa kuvissa on mukana kaikkien vuosien havainnot ja oikeanpuoleisissa kuvissa havainnot on esitetty ilman El Niño -vuosia (2003 ja 2010).

hiilimonoksidista. Kuvissa 17a ja 17b havaintojakso kattaa vuodet 2005-2011 ja kuvissa 17c ja 17d vuodet 2003-2011. Vasemmanpuoleisissa kuvissa on mukana kaikki vuodet ja oikeanpuoleisissa kuvissa voimakkaat El Niño -vuodet (2003 ja 2010) on poistettu havainnoista. Kuvissa on esitetty muuttujien vuosijaksot ja kuukausikeskiarvojen anomaliat sekä kuvissa 17c ja 17d lisäksi kuukausikeskiarvojen anomaliaihin sovitettut suorat.

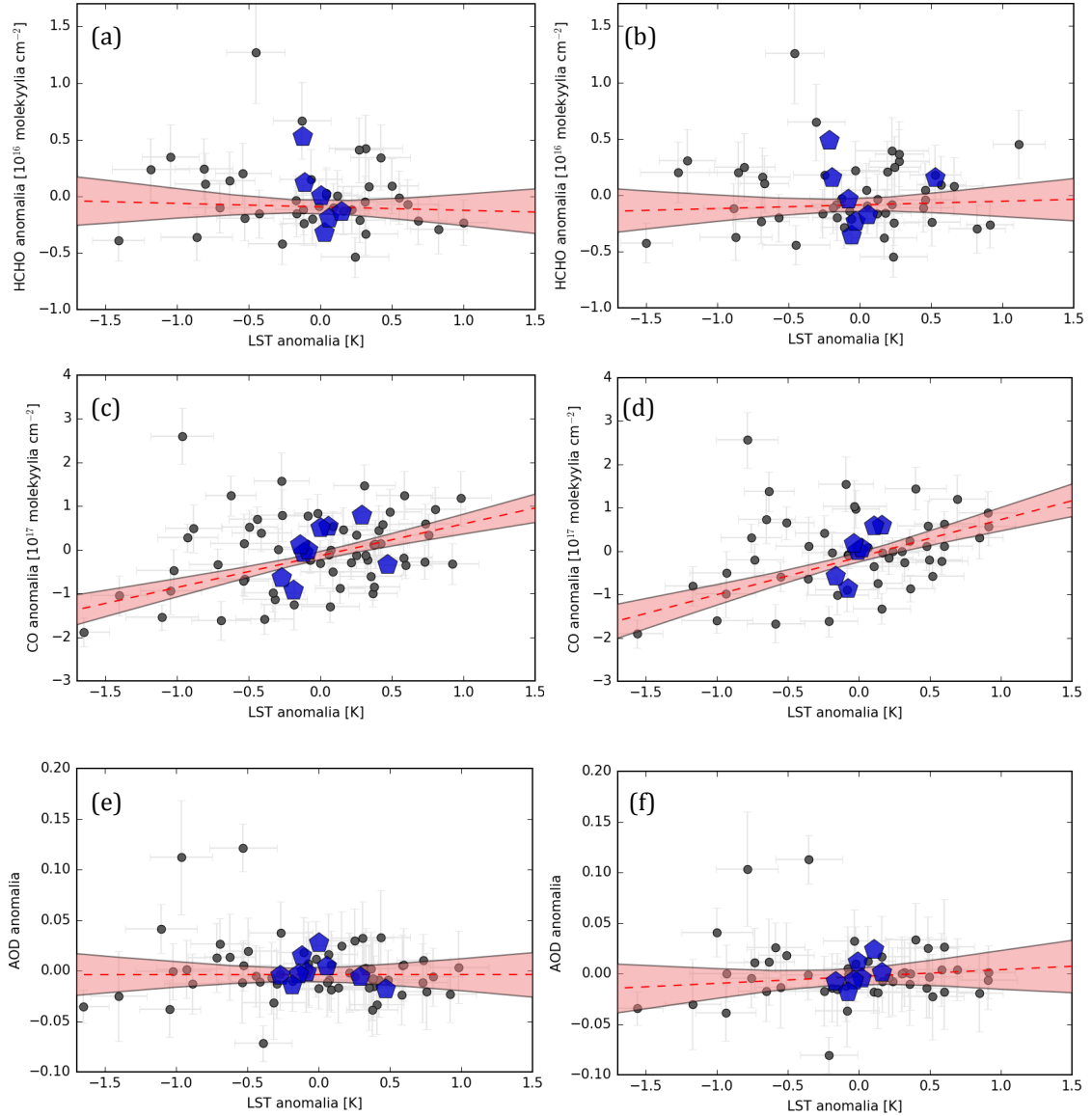
Kuvasta 17a nähdään, että HCHO:n ja AOD:n välillä ei näytä olevaan mitään selvää riippuvuutta. Muuttujien välinen riippuvuus ei parane lainkaan, kun vuosi 2010 poistetaan havainnoista (kuva 17b). Muuttujien välinen huono riippuvuus voi johtua HCHO:n mittauksiin liittyvistä varsin suurista epävarmuuksista eikä suoran sovittaminen pisteisiin sen vuoksi ole

mahdollista. Sen sijaan CO:n ja AOD:n välillä (kuva 17c) vallitsee positiivinen riippuvuus ($AOD = (2,161 \pm 1,040) \cdot 10^{-19} \cdot CO + 0,728 \cdot 10^{-20}$). Kun havainnoista poistetaan vuodet 2003 ja 2010 (kuva 17d), muuttujien välisessä riippuvuudessa ei juurikaan tapahdu muutoksia ($AOD = (2,386 \pm 1,055) \cdot 10^{-19} \cdot CO + 2,482 \cdot 10^{-20}$). CO:n lisääntyessä myös AOD siis kasvaa, ja lisäksi näyttää siltä, että El Niñolla ei juurikaan ole merkitystä muuttujien väliseen riippuvuuteen.

Tarkastellaan seuraavaksi, miten HCHO, CO ja AOD riippuvat lämpötilasta. Kuvassa 18 on esitetty näiden muuttujien väliset riippuvuudet. Kuvissa on esitetty muuttujien vuosi- ja kuukausikeskiarvojen anomaliat sekä kuukausikeskiarvojen anomalioiden sovitettut suorat. Vasemmanpuoleisissa kuvissa on mukana kaikki vuodet ja oikeanpuoleisissa kuvissa voimakkaat El Niño -vuodet (2003 ja 2010) on poistettu havainnoista. HCHO:n määrässä ei näytä juurikaan tapahtuvan muutoksia lämpötilan noustessa (kuva 18a). Pisteisiin sovitettun suoran kulmakerroin on positiivinen ($HCHO = (3,604 \pm 10,676) \cdot 10^{15} \cdot LST - 8,712 \cdot 10^{15}$), mutta kuten verhoikäyrästä nähdään, todellinen muuttujien välinen riippuvuus voi olla joko negatiivinen tai positiivinen. Kuvasta nähdään lisäksi, että yksi sininen piste on selvästi muista erillään. Poikkeava vuosi on 2010, jolloin koettiin voimakas El Niño -ilmiö. Kun kyseinen vuosi jätetään pois havainnoista (kuva 18b), ei muuttujien välisessä riippuvuudessa kuitenkaan tapahdu merkittäviä muutoksia. Kulmakerroin muuttuu pienemmäksi, mutta samalla luottamusväli kasvaa ($HCHO = -(4,014 \pm 12,265) \cdot 10^{15} \cdot LST - 12,516 \cdot 10^{15}$).

LST:n ja CO:n välillä (kuva 18c) sen sijaan näyttää olevan positiivinen riippuvuus, kun tarkastellaan koko havaintojaksoa 2003-2011 ($CO = (7,353 \pm 2,069) \cdot 10^{16} \cdot LST - 1,340 \cdot 10^{16}$). Kun vuodet 2003 ja 2010 jätetään pois (kuva 17d), muuttujien välinen riippuvuus pysyy lähes ennallaan ($CO = (8,662 \pm 2,290) \cdot 10^{16} \cdot LST - 1,374 \cdot 10^{16}$). Hiilimonoksidin määrä siis näyttää kasvavan sadekaudella lämpötilan noustessa. Kun verrataan kuvia 13c ja 18c, nähdään että hiilimonoksidin ja lämpötilan välinen riippuvuus sadekaudella on päinvastainen verrattuna palokauteen. Tämä johtuu todennäköisesti siitä, että palokaudella hiilimonoksidin merkittävin lähde on metsäpalot, joiden määrä

palokaudella vähenee lämpötilan noustessa. Sadekaudella sen sijaan hiilimonoksidia syntyy pääosin muista lähteistä, joiden lämpötilariippuvuus on päinvastainen. El Niñolla ei näytä juurikaan olevan vaikutusta lämpötilan ja hiilimonoksidin väliseen riippuvuuteen.



Kuva 18. HCHO:n (a ja b), CO:n (c ja d) ja AOD:n (e ja f) riippuvuus LST:stä. Suuret viisikulmion muotoiset pisteet ovat vuosikeskiarvojen anomaliaita ja pienet mustat pisteet kuukausikeskiarvojen anomaliaita. Katkoviiva on kuukausikeskiarvojen anomaliaihin sovitettu suora ja verhokäyrä kuvaa 90 % luotettavuusväliä. Kuvissa a ja b havaintojakso kattaa vuodet 2005-2011 ja kuvissa c-f vuodet 2003-2011. Vasemmanpuoleisissa kuvissa on mukana kaikkien vuosien havainnot ja oikeanpuoleisissa kuvissa havainnot on esitetty ilman El Niño -vuosia (2003 ja 2010).

Tarkastellaan lopuksi vielä LST:n ja AOD:n välistä riippuvuutta sadekaudella (kuvat 18e ja 18f). Kun tutkitaan koko havaintojaksoa (kuva 18e), AOD:ssa ei näytä tapahtuvan juurikaan muutoksia lämpötilan noustessa ($AOD = -(0,0002 \pm 0,0122) \cdot LST - 0,0039$). Kuvasta kuitenkin nähdään, että kaksi vuotta on hieman poikkeavia muihin vuosiin verrattuna. Kyseiset vuodet ovat 2003 ja 2010, jolloin koettiin voimakkaat El Niño -ilmiöt. Kun tutkitaan LST:n ja AOD:n välistä riippuvuutta ilman näitä vuosia (kuva 18f), muuttujien välinen riippuvuus muuttuu selvemmin positiiviseksi ($AOD = (0,008 \pm 0,015) \cdot LST + 0,001$). Mittauksiin liittyvät epävarmuudet ovat kuitenkin sen verran isoja, että muuttujien välinen riippuvuus voi myös olla hieman negatiivinen, kuten verhokäyrästä nähdään.

Tarkastellaan kuinka suuri kasviperäisten hiukkasten suora vaikutus säteilyyn on. Säteilypakote voidaan laskea seuraavalla yhtälöllä (Haywood ja Shine, 1995):

$$\Delta F = DS_0 T_{atm}^2 AOD(1 - C_c)(1 - R_s)^2 \left(2R_s \frac{1-\omega}{(1-R_s)^2} - \beta\omega \right) \quad (1)$$

missä ΔF on säteilypakote, D päivän pituus (0,5 lähellä päiväntasaajaa), S_0 aurinkovakio (1370 Wm^{-2}), T_{atm} ilmakehän läpinäkyvyys (0,76), C_c pilvisyys (0 ja 0,6), R_s pinnan heijastuskyky (0,13), ω sironnan osuus säteilyn vaimenemisesta (0,88) ja β takaisinsironnan osuus kokonaissironnasta (0,15). Arvot on pilvisyyttä lukuun ottamatta otettu Rizzon ym. (2013) tutkimuksesta. Sadekaudella AOD:n lämpötilariippuvuus on $0,008 \pm 0,015 \text{ K}^{-1}$ (kuva 18f), jolloin säteilypakotteeksi saadaan $-0,22 \pm 0,40 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ pilvettömälle taivaalle ja $-0,08 \pm 0,16 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$, kun pilvien osuus on 60 % koko taivaasta.

Hiukkasten aiheuttama negatiivinen säteilypakote tarkoittaa siis sitä, että lämpötilan noustessa kasvien aiheuttamat päästöt tulevat hillitsemään lämpötilan nousua. Suoran säteilyvaikutuksen lisäksi hiukkasmäärän kasvu vaikuttaa ilmastoon myös epäsuorasti: Tiivistymisytimien määrä kasvaa, mikä pidentää pilvien elinikää, kun pisaroita syntyy enemmän ja ne ovat pienempiä. Lisäksi pilvien heijastuskyky kasvaa, jolloin suurempi osa auringonsäteilystä heijastuu takaisin avaruuteen.

Keski- ja korkeilla leveysasteilla mantereisissa ympäristöissä kasviperäisten hiukkasten aiheuttama suora säteilypakote kasvukaudella (lämpötila yli 5 °C) on $-0,03$ ($-0,060$ - $0,006$) $\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ (Paasosen ym., 2013). Yhdysvaltojen kaakkoisosissa suora säteilypakote puolestaan on $-0,43 \pm 0,88$ $\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ pilvettömällä taivaalla ja $-0,17 \pm 0,35$ $\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$, kun pilvien osuus on 60 % koko taivaasta (Mielonen ym., 2016). Saamani tulos on varsin yhdenmukainen näiden tulosten kanssa. Näyttää kuitenkin siltä, että Yhdysvaltojen kaakkoisosissa kasviperäiset hiukkaset viilentävät ilmastoa enemmän kuin Amazonilla, ja toisaalta taas muilla tutkituilla alueilla viilentävä vaikutus on hieman pienempi kuin Amazonilla.

Analyysin perusteella vuodet 2003 ja 2010 olivat Amazonilla varsin poikkeuksellisia verrattuna muihin vuosiin. Vuosien 2009-2010 aikana koettiin erityisen voimakas El Niño -ilmiö, jonka aikana lämpötila oli Amazonilla tavanomaista korkeampi ja sademäärä puolestaan jäi sadekaudella tavanomaista vähäisemmäksi. Vuosi 2010 oli Amazonilla ennätyksellisen kuiva (Lewis ym., 2011). Ilmastonmuutoksen myötä El Niño-ilmiöitä voi esiintyä entistä useammin ja ne voivat olla entistä voimakkaampia (Cai ym., 2014). Onkin siis mahdollista, että vuosien 2003 ja 2010 tilanne toistuu entistä useammin tulevaisuudessa vaikuttaen siten myös kasviperäisiin hiukkasiin.

7. Yhteenveto

Tämän tutkimuksen tavoitteena oli selvittää, miten kasviperäisten pienhiukkasten määrä muuttuu Amazonilla ilmaston lämmetessä ja miten se vaikuttaa Amazonin ilmastoon. IPCC:n mukaan suurimmat epävarmuudet ilmastonmuutoksessa liittyvät aerosoleihin, ja tutkimusten mukaan luonnollisiin aerosoleihin liittyvät epävarmuudet ovat antropogeenisiä aerosoleja suurempia. Amazon puolestaan on ainutlaatuinen alue maapallolla, sillä erityisesti sadekaudella ihmisperäisten aerosolien määrä on alueella hyvin vähäinen. Lisäksi Amazon voi kokonsa ja sijaintinsa vuoksi vaikuttaa koko maapallon ilmastoon. Tutkimus tehtiin hyödyntämällä satelliittien keräämää aineistoa, jonka avulla pystyttiin määrittämään lämpötila, aerosolien määrä ilmakehässä sekä eri pienhiukkaslähteitä.

Merkittävin hiukkasten määrään vaikuttava tekijä Amazonilla on metsäpalot, joita esiintyy kuivan kauden aikana laajalti erityisesti Amazonin sademetsän eteläosissa. Palokauden aikana hiukkasten määrä kasvaa moninkertaiseksi sadekauteen verrattuna. Tutkimuksen mukaan palokaudella (elokuu-marraskuu) AOD pienenee lämpötilan noustessa, mikä kiihdyttää ilmaston lämpenemistä. Hiukkasten lisäksi metsäpalojen seurauksena ilmakehään vapautuu myös suuria määriä hivenkaasuja, joista sekä typpidioksidi että hiilimonoksidi riippuivat selvästi metsäpalojen intensiteetistä. Palokaudella myös salamointi voi olla merkittävä typpidioksidin lähde. Myös näiden kaasujen määrä väheni palokaudella lämpötilan noustessa. Suuri osa paloista on kuitenkin ihmisen sytyttämiä, joten myös ihmistoiminnalla on merkittävä vaikutus palokauden hiukkasiin.

Kasviperäiset hiukkaset ovat erityisesti sadekaudella (tammikuu-heinäkuu) merkittävässä asemassa. Tutkimuksessa havaittiin, että kasviperäisten hiukkasten määrä todennäköisesti kasvaa lämpötilan noustessa. Hiilimonoksidia ja formaldehydiä muodostuu sadekaudella pääosin kasviperäisistä lähteistä, ja erityisesti hiilimonoksidin määrän havaittiin korreloivan positiivisesti lämpötilan kanssa, mikä viittaa kasviperäisten hiukkasten määrän kasvuun lämpötilan noustessa. Sadekaudella AOD kasvaa tulosten mukaan $0,008 \pm 0,015$, kun lämpötila nousee yhden asteen. Hiukkasmäärän kasvu aiheuttaa siten negatiivisen säteilypakotteen, joka on suuruudeltaan $-0,22 \pm 0,40 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ pilvettömällä taivaalla ja $-0,08 \pm 0,16 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$, kun pilvien osuus on 60 % koko taivaasta. Lisäksi hiukkasmäärän kasvaessa pilvipisaroiden tiivistymisytymien määrä kasvaa, jolloin pilvien elinikä pitenee, kun pisarat ovat pienempiä ja niitä on enemmän. Tämän seurauksena myös pilvien heijastuskyky kasvaa, jolloin suurempi osa auringonsäteilystä heijastuu takaisin avaruuteen.

Ilmasto vaikuttaa myös selvästi Amazonilla esiintyviin hiukkasiin. Erityisesti El Niño -ilmiöllä on merkittävä vaikutus muuttujien välisiin riippuvuuksiin. Analyysissä havaittiin, että palokaudella metsäpalojen seurauksena syntyneiden hiukkasten määrä on El Niño -vuosina tavanomaista vähäisempi. Sadekaudella puolestaan lämpötilan noustessa AOD ei kasva El Niñon aikana yhtä paljon kuin

muina vuosina. Tulevaisuudessa on mahdollista, että El Niño –ilmiöt toistuvat entistä useammin vaikuttaen siten myös merkittävästi Amazonilla esiintyviin hiukkasiin.

Amazonilla lämpötilavaihtelu vuoden aikana on hyvin vähäistä, mikä tekee hiukkasten lämpötilariippuvuuden tutkimisesta varsin hankalaa. Koska mittauksiin sisältyy aina myös epävarmuuksia, on luotettavien tulosten ja johtopäätösten tekeminen vaikeaa. Tämän tutkimuksen perusteella näyttää siltä, että lämpötilan noustessa kasvien kaasumaiset päästöt kasvavat, minkä seurauksena myös AOD kasvaa. On kuitenkin myös selvää, että metsäpaloista syntyneet hiukkaset ovat merkittävimmissä asemassa, kun tarkastellaan aerosolien kokonaismääriä Amazonilla. AOD:n muutos palokaudella vaikuttaa merkittävästi koko vuoden arvoihin ja todennäköisesti tulee myös määrittelemään AOD:n suuruuden tulevaisuudessa.

Kaiken kaikkiaan voidaan todeta, että hiukkaset Amazonilla vaativat vielä paljon lisätutkimusta. Amazon on koko maapallon ilmaston kannalta merkittävä alue, joten on tärkeää ymmärtää, miten ilmasto tulee Amazonilla tulevaisuudessa muuttumaan. Hiukkaset puolestaan ovat merkittävässä osassa ilmaston mahdollisesti muuttuessa, ja niihin liittyy vielä paljon epävarmuuksia.

Kiitokset

Haluan kiittää työni ohjaajaa Tero Mielosta mielenkiintoisesta aiheesta sekä hyvästä ohjauksesta työni eri vaiheissa sekä Harri Kokkolaa tutkielman lukemisesta ja rakentavista kommentteista. Kiitos myös Ilmatieteen laitokselle taloudellisesta tuesta tutkielman teon aikana. Haluan lisäksi kiittää Heikki Järvistä ja Jouni Räisästä tutkielmani tarkastamisesta nopealla aikataululla. Lopuksi vielä suuri kiitos ystäväilleni ja perheelleni korvaamattomasta tuesta tutkielman teon aikana.

Kirjallisuusluettelo

- Albrecht, B. A., 1989: Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, **245**, 1227-1230.
- Allan, J. D., W. T. Morgan, E. Darbyshire, M. J. Flynn, P. I. Williams, D. E. Oram, P. Artaxo, J. Brito, J. D. Lee ja H. Coe, 2014: Airborne observations of IEPOX-derived isoprene SOA in the Amazon during SAMBBA. *Atmos. Chem. Phys.*, **14**, 11393–11407.
- Altaratz, O., I. Koren, Y. Yair ja C. Price, 2010: Lightning response to smoke from Amazonian fires. *Geophysical Research Letters*, **37**, L07801.
- Andreae, M. O., P. Artaxo, C. Brandão, F. E. Carswell, P. Ciccioli, A. L. da Costa, A. D. Culf, J. L. Esteves, J. H. C. Gash, J. Grace, P. Kabat, J. Lelieveld, Y. Malhi, A. O. Manzi, F. X. Meixner, A. D. Nobre, C. Nobre, M. d. L. P. Ruivo, M. A. Silva-Dias, P. Stefani, R. Valentini, J. von Jouanne ja M. J. Waterloo, 2002: Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases, and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments. *J. Geophys. Res.*, **107**, 33-1-33-25.
- Artaxo, P., J. V. Martins, M. A. Yamasoe, A. S. Procópio, T. M. Pauliquevis, M. O. Andreae, P. Guyon, L. V. Gatti ja A. M. G. Leal, 2002: Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry season in Rondônia, Amazonia, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **107**, 49-1-49-14.
- Aumann, H. H., M. T. Chahine, C. Gautier, M. D. Goldberg, E. Kalnay, L. M. McMillin, H. Revercomb, P. W. Rosenkranz, W. L. Smith, D. H. Staelin, L. L. Strow ja J. Susskind, 2003: AIRS/AMSU/HSB on the Aqua mission: design, science objectives, data products, and processing systems. *IEEE Trans. Geo. Rem. Sens.*, **41**, 253-264.
- Bucsela, E. J., Krotkov, N. A., Celarier, E. A., Lamsal, L. N., Swartz, W. H., Bhartia, P. K., Boersma, K. F., Veefkind, J. P., Gleason, J. F. ja Pickering, K. E., 2013: A new stratospheric and tropospheric NO₂ retrieval algorithm for nadir-

viewing satellite instruments: applications to OMI. *Atmos. Meas. Tech.*, **6**, 2607-2626.

Cai, W., A. Santoso, G. Wang, S.-W. Yeh, S.-I. An, K. Cobb, M. Collins, E. Guilyardi, F.-F. Jin, J.-S. Kug, M. Lengaigne, M. J. McPhaden, K. Takahashi, A. Timmermann, G. Vecchi, M. Watanabe ja L. Wu, 2015: ENSO and greenhouse warming. *Nature Climate Change*, **5**, 849–859.

Carslaw, K. S, Lee, L. A., Reddington, C. L., Pringle, K. J., Rap, A., Forster, P. M., Mann, G. W., Spracklen, D. V., Woodhouse, M. T., Regayre, L. A. ja Pierce, J. R., 2013: Large contribution of natural aerosols to uncertainty in indirect forcing. *Nature*, **503**, 67-71.

Christian, H.J., Blakeslee, R.J., Goodman, S.J., Mach, D.M., 2000: The Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) for the Lightning Imaging Sensor (LIS).

Claeys, M., B. Graham, G. Vas, W. Wang, R. Vermeylen, V. Pashynska, J. Cafmeyer, P. Guyon, M. O. Andreae, P. Artaxo ja W. Maenhaut, 2004: Formation of Secondary Organic Aerosols Through Photooxidation of Isoprene. *Science*, **303**, 1173-1176.

Delmas, R., D. Serça ja C. Jambert, 1997: Global inventory of NO_x sources. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, **48**, 51-60.

Foley, J. A., A. Botta, M. T. Coe ja M. H. Costa, 2002: El Niño–Southern oscillation and the climate, ecosystems and rivers of Amazonia, *Global Biogeochemical Cycles*, **16**, 79-1–79-20.

Freeborn, P. H., M. J. Wooster, D. P. Roy, M. A. Cochrane, 2014: Quantification of MODIS fire radiative power (FRP) measurement uncertainty for use in satellite-based active fire characterization and biomass burning estimation, *Geophysical Research Letters*. **41**, 1988-1994.

- Friedfeld, S., M. Frasier, K. Ensor, S. Tribble, D. Rehle, D. Leleux ja F. Tittel, 2002: Statistical analysis of primary and secondary atmospheric formaldehyde. *Atmospheric Environment*, **36**, 4767–4775.
- Galanter, M., H. Levy II ja G. R. Carmichael, 2000: Impacts of biomass burning on tropospheric CO, NO_x and O₃. *J. Geophys. Res.*, **105**, 6633–6635.
- Galloway, J. M., F. J. Dentener, D. G. Capone, E. W. Boyer, R. W. Howarth, S. P. Seitzinger, G. P. Asner, C. C. Cleveland, P. A. Green, E. A. Holland, D. M. Karl, A. F. Michaels, J. H. Porter, A. R. Townsend ja C.J. Vörösmarty, 2004: Nitrogen Cycles: Past, Present and Future. *Biogeochemistry*, **70**, 153–226.
- Garreaud, R. D., M. Vuille, R. Compagnucci ja J. Marengo, 2008: Present-day South American climate. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **281**, 180–195.
- Gelman, A., J. B. Carlin, H. S. Stern, D. B. Dunson, A. Vehtari, Aki, D. B. Rubin, 2014: *Bayesian Data Analysis, Third Edition*. CRC Press, Boca Raton, FL, Yhdysvallat, 656 s.
- Ghent, D., 2012: Land Surface Temperature Validation and Algorithm Verification (Report to European Space Agency).
- Gut, A., S. M. van Dijk, M. Scheibe, U. Rummel, M. Welling, C. Ammann, F. X. Meixner, G. A. Kirkman, M. O. Andreae ja B. E. Lehmann, 2002: NO emission from an Amazonian rain forest soil: Continuous measurements of NO flux and soil concentration, *J. Geophys. Res.*, **107**, 24-1-24-10.
- Guyon, P., B. Graham, J. Beck, O. Boucher, E. Gerasopoulos, O. L. Mayol-Bracero, G. C. Roberts, P. Artaxo ja M. O. Andreae, 2003: Physical properties and concentration of aerosol particles over the Amazon tropical forest during background and biomass burning conditions. *Atmos. Chem. Phys.*, **3**, 951–967.

- Haywood, J. M. ja K. P. Shine, 1995: The effect of anthropogenic sulfate and soot aerosol on the clear sky planetary radiation budget, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 603– 606.
- Hobbs, P. V., 1993: *Aerosol-Cloud-Climate Interactions*. Academic Press, San Diego, CA, Yhdysvallat, 237 s.
- Holzinger, R., C. Warneke, A. Hansel, A. Jordan, W. Lindinger, D. H. Scharffe, G. Schade ja P. J. Crutzen, 1999: Biomass Burning as a Source of Formaldehyde, Acetaldehyde, Methanol, Acetone, Acetonitrile, and Hydrogen Cyanide. *Geophysical Research Letters*, **26**, 1161-1164.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Teoksessa: Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex ja P.M. Midgley (toim.): *Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate*. Cambridge University Press, Cambridge, Yhdistynyt kuningaskunta ja New York, NY, USA, 1535 s.
- Khalil, M. A. K. ja R. A. Rasmussen, 1988: Carbon monoxide in the Earth's atmosphere: indications of a global increase. *Nature*, **332**, 242 – 245.
- Kolmonen, P., Sogacheva, L., Virtanen, T. H., de Leeuw, G. ja Kulmala, M., 2016: The ADV/ASV AATSR aerosol retrieval algorithm: current status and presentation of a full-mission AOD data set. *International Journal of Digital Earth*, **9**, 545-561.
- Koren, I., Y. J. Kaufman, L. A. Remer ja J. V. Martins, 2004: Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation. *Science*, **303**, 1342–1345.
- Koren, I., L. A. Remer ja K. Longo, 2007: Reversal of trend of biomass burning in the Amazon. *Geophysical Research Letters*, **34**.
- Kucienska, B., G. B. Raga, I. Koren ja O. Altaratz, 2014: Do aerosols affect lightning?: A global study of a relation between aerosol optical depth and

cloud to ground lightning. XV International Conference on Atmospheric Electricity, Norman, Oklahoma, Yhdysvallat, 15.-20. kesäkuuta 2014.

Lamb, D. ja J. Verlinde, 2011: *Physics and Chemistry of Clouds*. Cambridge University Press, Cambridge, Yhdistynyt kuningaskunta, 584 s.

Lamsal, L. N., N. A. Krotkov, E. A. Celarier, W. H. Swartz, K. E. Pickering, E. J. Bucsela, J. F. Gleason, R. V. Martin, S. Philip, H. Irie, A. Cede, J. Herman, A. Weinheimer, J. J. Szykman ja T. N. Knepp, 2014: Evaluation of OMI operational standard NO₂ column retrievals using in situ and surface-based NO₂ observations. *Atmos. Chem. Phys.*, **14**, 11587-11609.

Levelt, P. F., E. Hilsenrath, G. W. Leppelmeier, G. B. J. van den Oord, P. K. Bhartia, J. Tamminen, J. F. de Haan ja J. P. Veefkind, 2006: Science Objectives of the Ozone Monitoring Instrument, *IEEE Trans. Geo. Rem. Sens.*, **44**, 1199-1208.

Lewis, S. L., P. M. Brando, O. L. Phillips G. M. F. van der Heijden, D. Nepstad, 2011: The 2010 Amazon Drought. *Science*. **331**, 554.

Liebmann, B. ja J. A. Marengo, 2001: Interannual Variability of the Rainy Season and Rainfall in the Brazilian Amazon Basin, *J. Climate*, **14**, 4308-4318.

Liebmann, B. ja C.R. Mechoso, 2011: The South American Monsoon System. The Global Monsoon System: Research and Forecast. Teoksessa: Chang, C. P., Y. Ding, N. C. Lau, R. H. Johnson, B. Wang, ja T. Yasunari (toim): *World Scientific Series on Asia-Pacific Weather and Climate*, World Scientific Publication Company, 608 s.

Lohmann, U. ja J. Feichter, 2005: Global indirect aerosol effects: a review, *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 715-737.

Machado, L A. T., H. Laurent, N. Dessay ja I. Miranda, 2004: Seasonal and diurnal variability of convection over the Amazonia: A comparison of different vegetation types and large scale forcing. *Theoretical and Applied Climatology*, **78**, 61-77.

- Malhi, Y., E. Pegoraro, A. D. Nobre, M. G. P. Pereira, J. Grace, A. D. Culf ja R. Clement, 2002: Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest, *J. Geophys. Res.*, **107**, 45-1-45-17.
- Malhi, Y., J. T. Roberts, R. A. Betts, T. J. Killeen, W. Li ja C. A. Nobre, 2008: Climate Change, Deforestation, and the Fate of the Amazon. *Science*, **319**, 169-172.
- Martin, S. T., M. O. Andreae, P. Artaxo, D. Baumgardner, Q. Chen, A. H. Goldstein, A. Guenther, C. L. Heald, O. L. Mayol-Bracero, P. H. McMurry, T. Pauliquevis, U. Pöschl, K. A. Prather, G. C. Roberts, S. R. Saleska, M. A. Silva Dias, D. V. Spracklen, E. Swietlicki ja I. Trebs, 2010: Sources and properties of Amazonian aerosol particles, *Reviews of Geophysics*, **48**, 1-42.
- McMillan, W. W., K. D. Evans, C. D. Barnet, E. S. Maddy, G. W. Sachse ja G. S. Diskin, 2011: Validating the AIRS Version 5 CO Retrieval With DACOM In Situ Measurements During INTEx-A and -B. *IEEE Transactions On Geoscience And Remote Sensing*, **49**, 2802-2813.
- Mielonen, T., Hienola, A., Kühn, T., Merikanto, J., Lipponen, A., Bergman, T., Korhonen, H., Kolmonen, P., Sogacheva, L., Ghent, D., Arola, A., de Leeuw, G. ja Kokkola, H.: Temperature-dependence of aerosol optical depth over the southeastern US, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, doi:10.5194/acp-2016-625, 2016.
- Millet, D. B., D. J. Jacob, S. Turquety, R. C. Hudman, S. Wu, A. Fried, J. Walega, B. G. Heikes, D. R. Blake, H. B. Singh, B. E. Anderson, A. D. Clarke, 2006: Formaldehyde distribution over North America: Implications for satellite retrievals of formaldehyde columns and isoprene emission. *J. Geophys. Res.* **111**.
- NASA, 2017: Worldview. Haettu 28.4.2017 osoitteesta: <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>

- NOAA, 2017: Cold and Warm Episodes by Season. Haettu 2.5.2017 osoitteesta:
http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml
- Nobre, C. A., Obregón, G. O., Marengo, J. A., Fu, R. ja Poveda, G., 2009: Characteristics of Amazonian Climate: Main Features. Teoksessa: Keller, M., M. Bustamante, J. Gash ja P. Silva Dias (toim): *Amazonia and Global Change*. American Geophysical Union, Washington, D. C., Yhdysvallat, s. 149-162.
- Paasonen, P., A. Asmi, T. Petäjä, M. K. Kajos, M. Aijala, H. Junninen, T. Holst, J. P. D. Abbatt, B. Arneth, W. Birmili, H. D. van der Gon, A. Hamed, A. Hoffer, L. Laakso, A. Laaksonen, W. R. Leaitch, C. Plass-Duelmer, S. C. Pryor, P. Raisanen, E. Swietlicki, A. Wiedensohler, D. R. Worsnop, V.-M. Kerminen, M. Kulmala, 2013: Warming-induced increase in aerosol number concentration likely to moderate climate change, *Nature Geoscience.*, **6**, 438-442.
- Palmer, P. I., M. P. Barkley, T. P. Kurosu, A. C. Lewis, J. E. Saxton, K. Chance ja L. V. Gatti, 2007: Interpreting satellite column observations of formaldehyde over tropical South America. *Phil. Trans. R. Soc. A*, **365**, 1741-1751.
- Peel, M., C., B. L. Finlayson ja T. A. McMahon, 2007: Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **11**, 1633–1644.
- Pfister, G. G., L. K. Emmons, P. G. Hess, J.-F. Lamarque, J. J. Orlando, S. Walters, A. Guenther, P. I. Palmer ja P. J. Lawrence, 2008: Contribution of isoprene to chemical budgets: A model tracer study with the NCAR CTM MOZART-4. *J. Geophys. Res.*, **113**.
- Pielke, R. A., R. Avissar, M. Raupach, A. J. Dolman, X. Zeng ja A. S. Denning, 1998: Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: influence on weather and climate. *Global Change Biology*, **4**, 461–475.

- Pike, R. C., J. D. Lee, P. J. Young, G. D. Carver, X. Yang, N. Warwick, S. Moller, P. Misztal, B. Langford, D. Stewart, C. E. Reeves, C. N. Hewitt ja J. A. Pyle, 2010: NO_x and O₃ above a tropical rainforest: an analysis with a global and box model. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 10607-10620.
- Pitkänen, M. R. A., S. Mikkonen, K. E. J. Lehtinen, A. Lipponen ja A. Arola, 2016: Artificial bias typically neglected in comparisons of uncertain atmospheric data, *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 10003–10011.
- Potter, C., S. Klooster, M. Steinbach, P.-N. Tan, V. Kumar, S. Shekhar ja C. R. d. Carvalho, 2004: Understanding global teleconnections of climate to regional model estimates of Amazon ecosystem carbon fluxes. *Global Change Biology*, **10**, 693–703.
- Prata, F., 2002: Land Surface Temperature Measurement from Space: AATSR Algorithm Theoretical Basis Document.
- Pöschl, U., S. T. Martin, B. Sinha, Q. Chen, S. S. Gunthe, J. A. Huffman, S. Borrmann, D. K. Farmer, R. M. Garland, G. Helas, J. L. Jimenez, S. M. King, A. Manzi, E. Mikhailov, T. Pauliquevis, M. D. Petters, A. J. Prenni, P. Roldin, D. Rose, J. Schneider, H. Su, S. R. Zorn, P. Artaxo ja M. O. Andreae, 2010: Rainforest aerosols as biogenic nuclei of clouds and precipitation in the Amazon. *Science*, **329**, 1513-1516.
- Raich, J. W. ja C. S. Potter, 1995: Global patterns of carbon dioxide emissions from soil. *Global Biogeochemical Cycles*, **9**, 23-36.
- Rasmussen, R. A. ja M. A. K. Khalil, 1988: Isoprene over the Amazon basin: *J. Geophys. Res.*, **93**, 1417–1421.
- Remer, L. A., M. Chin, P. DeCola, G. Feingold, R. Halthore, R. A. Kahn, P. K. Quinn, D. Rind, S. E. Schwartz, D. Streets ja H. Yu, 2009: Executive Summary. Teoksessa: Chin, M., R. A. Kahn ja S. E. Schwartz (toim.): *Atmospheric Aerosol Properties and Climate Impacts*. National Aeronautics and Space Administration, Washington, D.C., Yhdysvallat

- Rizzo, L. V., P. Artaxo, T. Müller, A. Wiedensohler, M. Paixão, G. G. Cirino, A. Arana, E. Swietlicki, P. Roldin, E. O. Fors, K. T. Wiedemann, L. S. M. Leal ja M. Kulmala, 2013: Long term measurements of aerosol optical properties at a primary forest site in Amazonia. *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 2391-2413.
- Twomey, S., 1978: *Atmospheric Aerosols*. Elsevier Scientific Publishing Co., New York, NY, Yhdysvallat, 302 s.
- Twomey, S., 1991: Aerosols, clouds, and radiation. *Atmos. Environ.*, **25**, 2435–2442.
- Yoon, J.-H. ja N. Zeng, 2010: An Atlantic influence on Amazon rainfall, *Climate Dynamics*, **34**, 249-264.
- Veefkind, J. P., K. F. Boersma, J. Wang, T. P. Kurosu, N. Krotkov, K. Chance ja P. F. Levelt, 2011: Global satellite analysis of the relation between aerosols and short-lived trace gases. *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 1255–1267.
- Wang, J., R. Krejci, S. Giangrande, C. Kuang, H. M. J. Barbosa, J. Brito, S. Carbone, X. Chi, J. Comstock, F. Ditas, J. Lavric, H. E. Manninen, F. Mei, D. Moran-Zuloaga, C. Pöhlker, M. L. Pöhlker, J. Saturno, B. Schmid, R. A. F. Souza, S. R. Springston, J. M. Tomlinson, T. Toto, D. Walter, D. Wimmer, J. N. Smith, M. Kulmala, L. A. T. Machado, P. Artaxo, M. O. Andreae, T. Petäjä ja S. T. Martin, 2016: Amazon boundary layer aerosol concentration sustained by vertical transport during rainfall. *Nature*, **539**, 416-419.
- White, J. C., W. R. Wagner ja C. N. Beal, 1989: *Global Climate Change Linkages: Acid Rain, Air Quality, and Stratospheric Ozone*, Springer Science & Business Media, New York, NY, Yhdysvallat, 262 s.
- Whitehead, J. D., E. Darbyshire, J. Brito, H. M. J. Barbosa, I. Crawford, R. Stern, M. W. Gallagher, P. H. Kaye, J. D. Allan, H. Coe, P. Artaxo ja G. McFiggans, 2016: Biogenic cloud nuclei in the central Amazon during the transition from wet to dry season, *Atmos. Chem. Phys.*, **16**, 9727-9743.

- Wolfe, G. M., J. Kaiser, T. F. Hanisco, F. N. Keutsch, J. A. de Gouw, J. B. Gilman, M. Graus, C. D. Hatch, J. Holloway, L. W. Horowitz, B. H. Lee, B. M. Lerner, F. Lopez-Hilfiker, J. Mao, M. R. Marvin, J. Peischl, I. B. Pollack, J. M. Roberts, T. B. Ryerson, J. A. Thornton, P. R. Veres and C. Warneke, 2016: Formaldehyde production from isoprene oxidation across NO_x regimes, *Atmos. Chem. Phys.*, **16**, 2597–2610.
- Zhu, L., Jacob, D. J., Kim, P. S., Fisher, J. A., Yu, K., Travis, K. R., Mickley, L. J., Yantosca, R. M., Sulprizio, M. P., De Smedt, I., González Abad, G., Chance, K., Li, C., Ferrare, R., Fried, A., Hair, J. W., Hanisco, T. F., Richter, D., Jo Scarino, A., Walega, J., Weibring, P. and Wolfe, G. M., 2016: Observing atmospheric formaldehyde (HCHO) from space: validation and intercomparison of six retrievals from four satellites (OMI, GOME2A, GOME2B, OMPS) with SEAC⁴RS aircraft observations over the southeast US. *Atmos. Chem. Phys.*, **16**, 13477–13490.